

B E I T R Ä G E
ZUR
GEOLOGISCHEN KENNTNISS DES ÖSTLICHEN AFRIKA

VON
L. R. v. HÖHNEL, A. ROSIWAL, F. TOULA UND E. SUESS.

(Mit 9 Tafeln, 1 Karte und 4 Textfiguren.)

(VORGELEGT IN DER SITZUNG AM JÄNNER 1891.)

I. Theil.

Orographisch-hydrographische Skizze des Forschungsgebietes der Graf Samuel Teleki'schen Expedition 1887—88

von L. R. v. Höhnel,

k. u. k. Linienschiffs-Lieutenant.

(Mit 4 Tafeln.)

Die Forschungsreise, welche Graf Teleki in den Jahren 1887—88 mit meiner Begleitung ausgeführt hat, bewegte sich der Hauptsache nach in dem äquatorialen, zwischen dem Victoria Nyanza und dem Indischen Ocean gelegenen Theil von Afrika. Derselbe umfasst die in verticaler Hinsicht am reichsten gegliederten Gebiete von Afrika, in welche denn auch der orographische Schwerpunkt dieses Continents zu liegen kommt.

Sind diese Gebiete schon ihrer häufig hochgebirgigen Natur wegen im Stande, unser Interesse gefangen zu nehmen, so gewinnen sie in Folge der daselbst in tektonischer Hinsicht so deutlich zu Tage tretenden Gesetzmässigkeit noch an Wichtigkeit, da es uns dort möglich wird, auch nach nur flüchtigem Besuche eine klare Allgemeinvorstellung vom Aufbaue der Höhenzüge zu erhalten — ein Umstand, den wir im übrigen Afrika meist vermissen.

Bei der Bildung der Bergländer dieser Gebiete haben vulkanische Kräfte in hervorragender Weise mitgewirkt; sie haben den Kilimandseharo und den Kenia — die zwei höchsten Gipfel des Continents — geschaffen, ein Chaos von geringeren Erhebungen urgebirgiger Natur verdeckt und zu Plateaus umgestaltet, dennoch ist aber der durchgängig meridionale Zug, welchen die Urformationen daselbst in ihrer Anlage verrathen, unverwischt geblieben.

Die Ränder der durch Aufsehtüftung entstandenen Hoehländer und die auf diesen aufgesetzten vulkanischen Gebirge bekunden im Gegentheil noch deutlicher, dass sie bei ihrer Entstehung an die Nord—Süd-Richtung gebunden waren. Noch auffallender ist ein schmaler, verhältnissmässig niedrig gelegener Streifen

Landes, welcher sich durch dieses Gebiet, ungefähr im Verlaufe des 36° Ostlänge von Greenwich hindurchzieht; die Hänge von Bergketten und die Steilabfälle von Plateaurändern umsäumen denselben an den Seiten.

Es kann nicht der Zweck dieses Theiles der Abhandlung sein, nach einer Erklärung dieser eigenartigen tektonischen Erscheinung zu suchen, doch erlaubt sich der Verfasser dieselbe, da von ihr in dieser Schrift nothwendigerweise häufig die Rede ist, wegen des hervorstechend grabenartigen Eindruckes, den sie stellenweise in dem Reisenden hervorruft, in der Folge der Kürze halber mit „Graben“ oder „Senke“ zu bezeichnen.

Vom Küstengebiet hat die Graf S. Teleki'sche Expedition nur die zwischen Pangani ($\varphi = 5^\circ 26'$ Süd) und Mombas ($\varphi = 4^\circ 3'$ Süd) gelegene Strecke kennen gelernt. Verfolgen wir zuerst den Pangani-Fluss von seiner Mündung bis zur Quelle, wie es diese Expedition bei der Ausreise that. Nachdem das korallinische Vorland passirt ist, geht der Weg bald über ansteigendes Hügelland, er führt über Vorberge von Usambara, die im Süden im Tongwe-Berg endigen. Die Route führt am Fusse des Usambara-Massivs und der Pare und Ugweno-Ketten weiter, stets Bergländern entlang, welche sich in fast ununterbrochener Reihe bis zum Kilimandscharo erstrecken. Das Streichen dieser Gebirgszüge ist ein nordnordwestliches; charakteristisch ist deren schroffes, inselgleiches Heraustreten aus der Ebene.

Die Meereshöhe dieser Reihe von Gebirgskämmen nimmt in gleicher Masse wie das Ansteigen der Ebene zu, so dass sich deren relative Höhen über derselben im Allgemeinen gleich bleiben. Das Usambara-Bergland ist ein für sich abgeschlossenes Bergmassiv, in welchem sich nur an dessen Südseite eine Unterbrechung findet, und zwar bei Kwa Mgumi, wo das Thal des Luengerflusses mündet. Es präsentiert sich von allen Seiten aus gesehen als ein gleichmässig hoher Wall, aus dem nur hier und da einzelne, wenig auffallende Kuppen aufragen; nach Dr. O. Baumann's Messungen beträgt die grösste Erhebung desselben, der Mägamba-Berg, 2000 m.

Das Pare-Kettengebirge ist durch einen 15–18 km breiten Steppenstreifen vom Usambara-Bergland getrennt. Es ist ebenso zerrissen und zerklüftet wie dieses, und es stürzen dessen Hänge besonders im Süden und Osten oft in steilen Wänden zur Ebene ab.

Ein ganz schmales und kurzes Thal trennt die Pare-Ketten vom Ugweno-Gebirge, welches meist als ein für sich abgeschlossenes Bergland betrachtet wird; es reiht sich indess mit seiner Hauptkette unbedingt an die Haupt-Pare-Kette an. Die grösste Höhe des Ugweno-Gebirges liegt im südlichen Theile der Hauptkette und beträgt 2000 m; im Norden gabelt sich die Hauptkette in zwei auseinanderlaufende Ketten.

Im Süden und Westen dieser Gebirgswelt dehnt sich die weithin übersehbare Fortsetzung der nach Nordnordwesten zu ansteigenden Ebene aus. Nur vereinzelte geringe Erhebungen sieht man anfänglich aus derselben herausragen; die Landschaft wird jedoch in dem Masse, als man weiter in das Innere gelangt, lebhafter. Man sieht den Ostrand der flachwelligen Ebene sich zu einem niedrigen Höhenzug erheben, der die Pare- und Ugweno-Berge in stets gleicher Entfernung begleitet, so dass das vom Pangani-Flusse durchzogene Thal als ein 20–25 km breiter Graben anzusehen ist, der sich vom Kilimandscharo, nach Südost zu immer seichter werdend, bis zur Küste hinzieht. Darin liegen der Mafi-, Ngai- und der Ukunga-Berg (relative Höhen 300–500 m), weiter nördlich die höheren und in ihrer Form sehr charakteristischen Lassiti- und Sambo-Berge (rel. Höhen 600–700 m), vereinzelt dastehende Erhebungen.

Der anfangs flache Höhenzug im Westen davon streicht, allmählich höher werdend, nach Norden, bildet erst den niedrigen Mariti-Berge, dann die höheren, flachrückigen Ssogonoj-Berge (Litaema-Kuppe, Baumann 1720 m abs. Höhe) und biegt in $3^\circ 30'$ Südbreite im scharfen Bogen nach Westen; der weitere Verlauf ist noch unbekannt, ebenso wie die Positionen der Spitzen und Kuppen dieses noch gar nicht erforschten Berglands noch ungenügend festgesetzt sind. Im Hintergrunde dieses Höhenzuges erheben sich in grösserer Entfernung einige bedeutende isolirte Berge, der Djoronzore mit wohl 2400 m abs. Höhe und der weniger hohe Mbene-Berg.

Auf der Mombas-Strecke sind der ansteigenden Ebene zwei sanfte, meridional verlaufende Bodenschwellungen aufgesetzt; die erste in der Küstenzone. In dieser Breite beginnt der innere Rand des flachen, der Küste entlang streichenden Höhenzuges sich zu erheben, um weiter nördlich in die Plateaulandschaften des

östlichen Ukambani überzugehen. Diese Zone wird nach Norden zu in dem Masse breiter, als der innere Rand eine nordnordwestliche Richtung beibehält, während der äussere Rand der Küste folgt; im Allgemeinen bezeichnet der Lauf des Azi-Flusses die Richtung der zwischen den beiden Bodenschwellungen zum Ausdruck kommenden Bodensenkung.

Bei Taro beginnt auf der Route von Mombas zum Kilimandscharo die zweite Bodenwelle und nun erst unterbrechen einzelne derselben aufgesetzte Hügel und Berge die Einförmigkeit der Ebene. Die wichtigeren sind: Der Taro-Hügel, der Kilibasa-Berg, die kleineren Kidima- und Rukinga-Rücken, schliesslich der schroffe Kadiaro oder Kasigao-Felsberg; dieser hat steile, oft senkrechte Abstürze und eine bedeutende Höhe (Kersten 1632 m). Die verticale Gliederung beginnt hierauf eine bedeutendere zu werden. An die alleinstehenden Rücken von Maungu und Ndara schliesst sich das Bergland von Bura und Teita an; dasselbe weist Gipfel auf, die nahezu 2200 m hoch sind. Die Richtung der Rücken und Ketten ist eine nordsüdliche, sie sind Fortsetzungen des Usambara Bergmassivs und stehen mit diesem auch durch die zweite Bodenschwellung in Verbindung. Von da geht es daher, wenn auch ganz unmerklich, bergab bis an den Fuss des Kilimandscharo. Nach Süden zu vermag der Blick über die ununterbrochene Ebene hinwegzuschweifen, bis der blaue Wall des Usambara-Berglandes und die Pare-Ketten den Horizont begrenzen.

Mit den Endpunkten dieser beiden Routen verlässt man den metamorphischen Boden und gelangt in das Gebiet, in welchem vulcanische Kräfte den stolzesten Zeugen ihrer Thätigkeit in Afrika, den Kilimandscharo, aufgebaut haben. Südwestlich desselben erhebt sich der beinahe ebenbürtige Meru-Berg, nordnordöstlich ungefähr in gleicher Entfernung, die Djulu-Kette. Diese drei Herde vulcanischer Thätigkeit und deren Verbindungen durchkreuzen die parallelen und nordnordwestlich verlaufenden Urgebirgsszüge und wären durch ihre, die weite Umgebung dominirende Masse im Stande, die eingangs erwähnte Gesetzmässigkeit im Aufbau des Grundgebirges zu verwischen, würde sich nicht dennoch der weitere Verlauf desselben verfolgen lassen. So bilden eine Anzahl isolirter Hügel und der Thenka-Berg das Verbindungsglied zwischen den Teita-Bergen und der Djulu-Kette und das metamorphische Uru-Bergland die Fortsetzung des Urgebirges, welches erst nördlich des Kjandjabi-Berges abermals und zwar durch den Kenia eine Unterbrechung erfährt. Die Djulu-Berge bilden eine einfache Kette, welche in ihrer ganzen, ungefähr 65 km betragenden Länge eine nordnordwestlich gerichtete Lage einnimmt. Der mittlere Theil derselben weist relative Höhen von ungefähr 800 m, die beiden Enden jedoch nur solche von 4—500 m an. Dieses Gebirge ist noch unerforscht und es streifte die Graf Teleki'sche Expedition nur die niedrige Hügelreihe, welche dem Südende desselben vorgelagert ist. Die Formation der Djulu-Kette macht in ihrem nördlichen Theile durchaus keinen vulkanischen Eindruck, dennoch ist die sie umgebende Steppe ein wüstes Lavafeld. Kommt man von Norden und wandert der Bergkette entlang, dann frägt man sich beim plötzlich stattfindenden Übergang von feinsandigen Flächen auf das scharfe und glasharte Gerölle daher erstaunt, woher die Laven wohl gekommen sein mögen, bis man, am Südende der Bergreihe angelangt, die Lösung des Räthfels erfährt. Da gibt es eine grosse Anzahl wohlhabender, scheinbar erloschener Krater, die jüngsten Zeugen einer ehemals regeren vulkanischen Periode im südlichen Theile unseres Gebiets. Diese Krater sind nur in den niedrigeren Theilen der Berghänge sichtbar; einzelne liegen ganz isolirt in der näheren Umgebung des Bergfusses. Die vegetationslosen Hänge der kleinen Vulkane sind mit schwarzer oder grünlicher, oft auch rother Asche, die Umgebung einzelner mit einer mehrere Meter hohen Schicht schwarzer, blasiger Lava bedeckt. Viele der Auswürfe gehören der neuesten Zeit an, doch waren bei keinem der Krater Zeichen noch heutiger Thätigkeit sichtbar.

Der Kilimandscharo¹ steigt ohne Übergänge oder Vorberge ganz unvermittelt aus der Ebene heraus; im Süden ist diese 750—800 m, im Norden 1130 m hoch gelegen. Die Basis des Berges bildet eine Ellipse, wie sie der Querschnitt zweier sich durchkreuzender Kegel mit einer geneigten Ebene ergibt; die grosse Axe derselben, welche Nordwest-Südost gerichtet ist, misst 110 km, die kleine 80 km. In Nordost geht der Bergfuss

¹ So nennen ihn die Bergbewohner; bei den Wakamba heisst er allgemein Kenia, was „grosser Berg“ bedeutet, specieller Kitschua tsehen (weisser Kopf); die Masai nennen ihn Oldonjo ebör, d. h. weisser Berg.

in die Djulu-Kette über, in West-Süd-West steht derselbe mit dem Meru-Berge in Verbindung. Die Berg-hänge zeigen die typischen Neignungsverhältnisse aller Vulkane, doch sind sie nicht auf allen Seiten gleich. Am sanftesten steigt der Nordwesthang an, rascher der Südhang; am steilsten fällt besonders in den höheren Bergpartien die Nordostseite ab.

Der gewaltig breiten Pyramide sind in 4400 *m* zwei Gipfel angesetzt: Der westlichere, höhere heisst Kibo, der östlichere Kimawensi. Der Kibo zeigt sich als ein nach Osten zu schräge abgestumpfter Kegel mit wohlerhaltener Kraterform; der Kimawensi als wild zerklüfteter und zersägter Northwest-Südost gerichteter, gratartiger Gipfel. Die Richtung der beiden Berggipfel zu einander ist W. $19\frac{1}{2}^{\circ}$ N.—O. $12\frac{1}{2}^{\circ}$ S., und die Entfernung beträgt 13 *km*; ein breiter plateaartiger Rücken verbindet sie.

Der Anblick, welchen der Kilimandscharo von den verschiedenen Seiten aus gesehen bietet, ist ein wechselnder. Von Süden kommend, umfasst man bei heiterem Wetter vom ganzen gewaltigen Koloss seine schönste Silhouette. Der Blick vermag im Westen der formvollendeten Linie des Berghangs entlang aufzu-steigen, am eisunglürzten, glitzernden Dom des Kibo verweilen, dann über den schön geschwungenen Verbindungs Rücken hinweg zum schwarzen, felsigen Kimawensi auf und im Osten wieder sanft zur Ebene hinabzu-schweifen.

Von den beiden Gipfeln ist der Kimawensi der ältere; von seinem Krater stehen nur noch Reste, Theile des festen Gerippes des Westrandes. Nach Nordosten zu sind die Kraterwand und die Bergseite bis tief hinab gespalten und die freigelegten inneren Kraterwände stürzen nach dieser Seite hin fast senkrecht ab. (Siehe Taf. I, Fig. 1.)

Der Kibo hat hingegen seine Kraterform unter dem Schutze eines viele Meter dicken Eismantels voll-kommen erhalten. Nach vielfachen früheren Versuchen, diesen höchsten Punkt afrikanischer Erde zu ersteigen, gelang es den Herren Dr. H. Meyer und Purtscheller als den Ersten, dieses Ziel zu erreichen und das Geheimniss des Kibo zu enthüllen. So wie es zu vernuthen war, birgt nach den Berichten dieser Reisenden der Dom des Kibo einen vollendeten Krater von 2000—2500 *m* Durchmesser. Eismassen bedecken theilweise den 200 *m* tiefer als die Kraterwände liegenden Kraterboden; ausserdem erhebt sich auf demselben ein schneefreier Aschenkegel von ungefähr 200 *m* Höhe. Die Südwestseite der Kraterwand ist durchbrochen und durch die Öffnung finden die Eismassen und Schmelzwässer ihren Ausweg. Der Eismantel, welcher den Kibo auf allen Seiten in einer 20—40 *m* dicken Schicht umgibt, reicht auf dieser Seite auch am tiefsten herab. Im Westen beginnt ewiges, zusammenhängendes Eis schon in 4800 *m*, im Osten stellenweise erst in 5700 *m*; auf dieser Seite ist ein Theil des Eismantels abgestürzt und bildet nun dessen unterer Rand eine der Kraterwand entlang laufende Eiswand, während das Eis an den übrigen Hängen in den Furchen und Rinnen in spitzen Gletscherzungen ausläuft. Nach den Messungen Dr. Meyer's und Purtscheller's beträgt die Höhe der höchsten Kibo-Spitze, welche von denselben „Kaiser Wilhelm-Spitze“ benannt wurde, 6000 *m*, jene des Kimawensi 5300 *m*.

Eine unter Zugrundelegung der sehr genauen Winkelmessungen des Dr. O. Kersten und der nunmehr durch die Graf Teleki'sche Expedition genauer bestimmten Positionsdaten des Kilimandscharo-Gebiets vor-genommene trigonometrische Höhenberechnung ergab für den Kibo 6130 *m* und für den Kimawensi 5545 *m* Meereshöhe.

Das die beiden Gipfel verbindende Sattelplateau, welches sanft gegen dieselben aufsteigt, ist ungefähr 4300 *m* hoch gelegen. Eine Reihe niedriger Aschenhügel durchzieht dasselbe in der Richtung vom Kibo-Nord-fuss zum Kimawensi-Südfuss; Lavatrümmer und Schutt bedecken abwechselnd mit Sand und Aschenflächen den Plateauboden.

Ausser diesen beiden Hauptgipfeln erhebt sich am Westnordwesthange des Kibo noch eine dritte, weniger bedeutende Spitze.

Auf den niedrigeren Partien der Kilimandscharo-Hänge, hauptsächlich am Fusse desselben, befindet sich eine grosse Zahl von Schmarotzerkratern, doch nur selten solche mit deutlich erhaltenen Formen; einer der-selben, am Südost-Fuss gelegen, birgt den Kratersee Tschala.

West südwestlich vom Kibo, in 70 km Entfernung, erhebt sich der erloschene Vulkan Meru (siehe Taf. I, Fig. 2). Dem Bergfusse und den niedrigen Hängen desselben sind ebenfalls eine grosse Zahl von Nebenkatern aufgesetzt und einer davon — am Südfusse — enthält als Seitenstück zum Tschad den Kratersee Balbal. Der Kamm des kegelförmig aufsteigenden Bergstockes zeigt nur noch das vom Mantel bereits vollkommen entblösste, feste Kratergerüste.

Der Krater ist nach Westnordwest zu geborsten und ist vom Kraterlande nur die Südwestseite erhalten geblieben; auf dieser Seite erhebt sich die nach von Dr. O. Kersten trigonometrisch vorgenommenen Messungen 4462 m hohe Bergspitze. Die Hänge der mittleren und höheren Bergpartien erheben sich ziemlich gleichmässig unter einem Neigungswinkel von 18—20°. Ein stehen gebliebener Rest der im Norden eingestürzten Kraterwand zeigt sich als zweite 3700 m hohe Spitze.

Zur Winterszeit trägt der Hauptgipfel des Meru-Berges bisweilen eine leichte, dünne Schneedecke, welche jedoch stets unter der Mittagssonne zu verschwinden pflegt. Die Besteigung des Meru-Berges ist bisher noch nicht versucht worden; die Graf Teloki'sche Expedition konnte einerseits der unaufhörlichen schweren Regen, andererseits der unsicheren Landesverhältnisse wegen nicht daran denken, dieselbe auszuführen.

Die Lavamengen, welche dem Meru-Berge einstens durch den Spalt an seiner Westnordwestseite entquollen, bilden einen breiten, flachen Rücken von ungefähr 700 m relativer Höhe, der sich im Westen bis zu einer Nord Süd streichenden Bergkette erstreckt und mehrere erloschene Vulkane von 2100 m absoluter Höhe trägt. Die Bergkette, auf welche wir im Westen nunmehr gestossen sind, ist für das in Rede stehende Gebiet von hervorragendem Interesse. Obwohl im Vergleich zur benachbarten, grossartigen Gebirgswelt von mässiger Höhe, ist sie uns wichtig, weil sie einerseits den in seiner Längserstreckung am weitesten zu verfolgenden Gebirgszug des Gebietes, andererseits den Westrand des bereits erwähnten, meridional verlaufenden Grabens bildet. Diese Erscheinung ist so grossartiger und auffälliger Natur, dass ihr gegenüber selbst ein Kilimandscharo und ein Kenia in den Hintergrund treten; wir wollen daher auch den Verlauf und die Formation des gesenkten Theiles vor allem Andern ins Auge fassen.

Wir haben es mit einer relativen Senkung eines Streifen Landes von wechselnder Breite zu thun; die Sohle dieser grabenartigen Senkung liegt jedoch in einer recht beträchtlichen Meereshöhe. (Siehe Höhenlage der tiefsten Punkte der Grabensohle und die darin eingebettete Seenkette, IV. Theil.)

Durch Dr. G. Fischer's letzte Reise, welche von Pangani aus in nordwestlicher Richtung zum Victoria Nyanza führte, wurde die Fortsetzung des grabenartigen Verlaufes bis über 5° Südbreite nachgewiesen. Die Senkung erstreckt sich demnach nach dem heutigen Stande der Forschungen über 10 Breitengrade. Die Westseite der Senke wird in ihrer ganzen Länge durch eine Folge von meridional gerichteten Bergketten begrenzt. Sie beginnt in 5° Südbreite als ein 1320 m hoher Bergzug, der zuerst nordnordöstlich, dann in ungefähr 36° Ostlänge von Greenwich nördlich streicht. Vom 3. Grad Südbreite bis zum Äquator trägt der Höhenzug den Namen Mau-Kette; sein Kamm ist im südlichen Theile mit 1400 m hohen Vulkangipfeln gekrönt, doch trägt derselbe weiter im Norden Gipfel von 2500 m absoluter Höhe. Nachdem die Mau-Kette bis zum Äquator den Westrand der Senke gebildet hat, tritt sie als Parallelkette hinter die gleich hohe Kamassia-Kette; letztere und deren Fortsetzungen, welche bis zum Südwestufer des Rudolf-See's reichen, bilden nun die Westseite des Grabens. Nach dem Verflachen der südwestlichen Rudolf-Seekette tritt eine Unterbrechung ein und der Graben gelangt erst im nördlichsten Theile durch das Herantreten einer Steilkette an das Westufer des Rudolf-See's wieder deutlich zum Ausdruck. Die Ostseite der Senke ist nicht immer ebenso scharf bezeichnet; es gilt dies mit Ausnahme jener Stelle, welche den Natronsee enthält, hauptsächlich vom südlichen Theil. Von da bis 1½° Nordbreite ist der Ostseite des gesenkten Theiles eine ausgebreitete, terrassenförmig ansteigende Plateaulandschaft aufgesetzt, deren steiler, oft stufenförmiger Abfall nach Westen den Graben einsäumt. Den weiteren Verlauf der Ostseite begrenzen der Njiroberg, der Abbruch und der gesenkte Theil des Knlall-Berges, schliesslich die Ufer-Berge im Osten des Rudolf-See's.

Der Verlauf der grabenartigen Senkung wird im Allgemeinen durch die lange Reihe von Seen, welche in dieselbe eingebettet sind, angedeutet. Neben dieser Hauptsenke haben wir jedoch vom Äquator an noch

zwei parallele Seitenfurchen zu unterscheiden, die sich erst im nördlichsten Theile des Hauptgrabens wieder mit diesem vereinen. Der Verlauf der einen der beiden Tiefenlinien wird durch den Kerio, der zweiten durch den Triguell-Fluss bezeichnet.

Bei unserer noch unvollständigen Kenntnis dieser Gebiete ist eine nähere oro-hydrographische Beschreibung des gesenkten Theils nur für gewisse Strecken möglich.

Das „grabenartige“ der Senke kommt in 5° Südbreite nur schwach zum Ausdruck; die Grabenbreite beträgt 46 km, die Wandhöhe dabei nur 190 m. An den nördlich davon anschliessenden, noch unbekannten Theil, welcher den Manjara-See enthält, reiht sich ein Gebiet, in welchem vulkanische Kräfte das Relief der Senke beinahe verwischen. Den gesenkten Theil durchqueren flache, plateauartige Rücken und füllen ihn grösstentheils aus; doch vermag der Hang der Mau-Kette den Verlauf derselben anzudeuten. Das Gebiet ist durch eine Anzahl von Vulkanen gekennzeichnet; einer derselben, der Doenje Ngai (1400 m absolute Höhe), am Südende des Natron-Sees gelegen, soll nach Dr. G. Fischer unausgesetzt Dampfvolken ausstossen.

Wir gelangen dann durch einen 40 km langen Theil, welcher durch die Mau-Kette und durch den Abfall des plateauartig bis zu 4000 m absolute Höhe ansteigenden Geléi-Berges bis auf 13 km eingengt ist. Darauf hin scheint der Graben breiter zu werden, doch ist die Art des Abfalles der östlichen Randgebirge bis zu 1° 25' Südbreite nicht genügend bekannt, um etwas Bestimmtes darüber sagen zu können. Die Grabensohle steigt der Eingangs eingeführten Vorstellung einer Bodenwelle entsprechend von Süd nach Nord an; ungefähr in der Breite des Naiwascha-Sees hat diese Tendenz ihren Höhenpunkt (1860 m absolute Höhe) erreicht und fällt weiter hin stetig bis zum Rudolf-See (400 m absolute Höhe) ab. Die beiderseitigen Ränder, im Osten der Plateauabfall, im Westen die Hänge der Mau- und Kamassia-Ketten, welche in diesem Theile einander in der durchschnittlichen Entfernung von 30 km gegenüber stehen, nehmen sich wie dunkle, oft schroffe Wälle aus, und trotz der in der ganzen Länge vorhandenen vulkanischen Gebilde macht dieser Theil der Senke am meisten den Eindruck eines Grabens.

Die Umgebung des Naiwascha-Sees ist durch ihre vulkanischen Bildungen ausgezeichnet; im Süden sind es zwei erloschene, isolirte Vulkane, der Ssussua und der Lonongót, die sich beide um 5—600 m über der Grabensohle erheben. Der Engländer J. Thomson, welcher den Lonongót bestiegen hat, fand in seinem höchsten Theile einen kreisförmigen Krater von ungefähr 1800 m Durchmesser, mit Innenwänden, welche senkrecht 5—600 m tief bis zum Kraterboden abstürzen. Der Krater des Ssussua ist eingestürzt. Im Norden des Naiwascha-Sees erhebt sich der Doenje Buru, nach Thomson das jüngste vulkanische Gebilde dieses Gebiets, das jedoch durchaus keine typischen Vulkanlinien oder einen Krater erkennen lässt; an der Stelle und in der Umgebung des einstigen Kraters haben sich eine Menge von Nebenkratern und Aschenkegeln gebildet, welche die charakteristische Vulkanform verwischt haben. Solche finden sich ebenfalls in grosser Zahl zerstreut in der Ebene zwischen dem Fusse des Berges und dem Angata Nairoga-Salzsee. Der Doenje Buru, d. h. Dampfberg, hat diesen Namen, weil er an verschiedenen Stellen aus Erdlöchern, die sich stets am Fusse stufenförmig abfallender Lavatrüben befinden, Wasserdämpfe ausstossen soll. Thomson besuchte diese Orte und glaubt, dass die mit Vehemenz herausgepufften Wasserdämpfe nicht aus dem Erdinnern kommen, sondern durch das Zusammentreten durchsickernden Wassers mit noch nicht erkalteten Lavaströmen erzeugt würde. Dafür spräche der Umstand, dass die Graf Teleki'sche Expedition fünf Jahre später trotz sorgfältigster Umschau aus geringer Entfernung nirgends Dampfvolken aufsteigen sah; die Lavamengen mögen daher indessen vollkommen erkaltet sein. Andererseits gibt es in dem Gebiete keine so neuen Eruptivmassen; auch Thomson hat nirgends solche angetroffen. Nördlich des Doenje Buru erstreckt sich eine flache, übersichtliche Landschaft, in welche der Nakuro Sekelai-See zwischen dem südlichen Auslauf eines stufenförmigen Absatzes der Mau-Kette und einem niedrigen Rücken eingebettet liegt.

An solchen, riesigen Stufen ähnlichen Terrassen, sind wir bereits vorbeigekommen. Der Ostfuss der Ssussua- und Lonongót-Berge und der östlich des Naiwascha gelegene Plateaufuss fallen in dieser Form ab. Wir begegnen dieser Erscheinung häufiger und in schärfer ausgeprägter Form im weiteren Verlaufe der Senke. Diese gerade verlaufenden, steilwandigen, fast senkrechten Abstürze, welche sowohl die Ost- wie die West-

seite der Senke begleiten, erwecken in nicht zu missdeutender Weise den Eindruck, dass sie durch Senkung des zwischen den beiden Grabenrändern liegenden Terrains entstanden seien. Nach der Reinheit und Schärfe der Wände zu urtheilen, haben solche Senkungen in ungefähr 0° Breite zu allerletzt stattgefunden. Hier wird der gelehrte Forscher die meisten Anhaltspunkte finden, welche zu einer Deutung des Phänomens führen können.

Wir wollen indess wieder zu dem im Graben vorhandenen Bildungen zurückkehren und auf den Berg Rücken aufmerksam machen, welcher sich nördlich des Nakuro Sekelai Sees, nahe östlich der zuletzt berührten Stufe der Man-Kette befindet; die Mitte des Rückens ist zweifellos gesunken und begrenzt sich durch scharfe Ränder.

Die beigelegten Ansichten einiger Partien der Grabenwände (Tafel II) werden die Schilderung des nun folgenden Theiles der Senke veredentlichen.

Die Ansicht Fig. 1 ist, wie aus der Karte zu entnehmen, von dem sehr nahe vom östlichen Abfalle gelegenen Lagerplatz der Expedition am 31. December 1887 aus aufgenommen und zeigt einen Theil der Ostseite des Grabens. Die relative Höhe der Rücken im Vordergrunde beträgt 400—600 m. Der Steilrand repräsentirt sich im südlichen Theile nur noch als ein schmaler Streifen, der sich in grosser Höhe hinzieht. Dem Bergfusse ist eine ungefähr 20—25 m hohe, nach West gekehrte Stufe vorgelagert, welche auf dem Bilde nicht mehr aufgenommen, jedoch aus der Karte zu ersieht ist. Es mag daraus der Schluss gezogen werden können, dass mehrfache Senkungen zu verschiedenen Zeitpunkten stattgehabt, indem die am Berg Rücken sichtbaren Spuren, weil sie sich in viel grösserer Höhe befinden, nicht zur selben Zeit entstanden sein können, wie die Stufe; auch die bereits abgerundeten Formen des Plateauballes lassen auf eine frühere Zeit schliessen. Aus der Karte ist weiters ersichtlich, dass dem Abfalle eine dreifache Reihe paralleler Stufen in geringer Entfernung gegenüber steht. Die Bruchflächen sind dem Abfalle zugekehrt, und es ist dies das einzige Beispiel in diesem Gebiete, dass an der Ostseite des Grabenrandes gelegene Stufen die Abbruchstellen, die sonst immer gegen die Grabenmitte gekehrt sind, nach Osten zeigen.

Ansicht Fig. 2 zeigt die Westseite des Grabens vom Lagerplatze am 24. December 1887 aus gesehen. Den Anfang des Profils macht die Man-Kette, welche hinter die beginnende Kamassia-Kette zurücktritt. Die Stufe im Vordergrunde ist im Süden niedrig, ihre Contour bereits abgerundet, sie wird jedoch in dem Masse steiler, höher und ihre Abbruchstellen ausgeprägter als wir nordwärts schreiten. Fig 3 und 4 geben Ansichten der beiden Grabenwände von Njemss indogo, einem südlich des Baringo-Sees gelegenen Orte aus aufgenommen.

Bei Profil Fig. 3 erhebt sich das Randgebirge um 700—1200 m über die Grabensohle. Stufen treten in mehrfachen Reihen auf; sie sind im Norden niedrig und werden im Süden successive höher, bis die Abbruchfläche schliesslich die ganze nahezu 1000 m betragende relative Höhe des Plateaurandes begreift. Auch Fig. 4, die Ansicht der Westseite dieses Theiles der Senke, zeigt eine ausgebreitete Stufenlandschaft mit mehrfachen Reihen, deren ganze Ausdehnung jedoch besser aus der Karte zu entnehmen ist. Der Bruch ging, wie man sieht, nicht immer bloss in den Thalfurchen vor sich, sondern stellenweise auch durch Bergkuppen hindurch.

Die Paga- und die Erre-Berge, niedrige, breite, vulkanische Bergstöcke, sind nördlich vom Baringo See quer über die Senke gelegt und füllen sie aus. Vom weiteren Verlauf der Senke ist bis zum Südende des Rudolf-Sees nur wenig Näheres bekannt; sie zeigte sich aus der Ferne als ein vollkommen ebener, durch keine Erhebungen oder Verwerfungen gestörter, fast vegetationsloser, verhältnissmässig tief gelegener Streifen Landes. Dieser Theil der Senke soll eine ausgebreitete, von den Eingebornen Sükuta genannte Salzsteppe bergen, welche wohl einen alten Seeboden vorstellen dürfte.

An das Leikipa-Plateau, welches man der Hauptsache nach mit der Loroghi-Kette als abgeschlossen betrachtet kann, reihen sich im Norden eine Anzahl kleiner vulkanischer Plateaus, deren Steilränder wohl den Ostrand der Senke bilden werden. Vulkanische Anschüttungen reichen bis hart an den Westfuss des metamorphischen Njiro-Bergstocks und verschliessen südlich vom Rudolf-See abermals in Gestalt einer kurzen, Nordost-Südwest gerichteten Querkette den Graben; die Gesteinsmassen sind verhältnissmässig jungen Alters.

Die Fortsetzung der Steilabfälle und stufenförmigen Abbrüche trifft man dann wieder, und zwar in ausgezeichnet ausgeprägter Form an der Ostseite des Rudolf-Sees. Der Westfuss des Kulall-Berges ist auf eine Länge von 30 *km* gesunken und auch der getrennte Bergtheil fällt nach der Seeseite in mehrfachen, parallelen, senkrechten Wänden ab. Die Steilränder einer Plateaulandschaft setzen sich nach kurzer Unterbrechung im Norden des Kulall-Berges fort, begleiten das Seeufer in 35 *km* Entfernung 110 *km* weit und biegen hierauf nach Osten ab; den Anschluss daran scheinen die meridional gerichteten Trr-Berge zu bilden, die Senke würde darnach auch den Stephanie-See umfassen.

Die Bodensenkungen, welche man in diesen Gebieten so vielfach zu beobachten Gelegenheit hat, scheinen nicht überall in gleicher Weise und im selben Masse stattgefunden zu haben; besonders im Rudolf-Seegebiete treten die darauf deutenden Erscheinungen an der Ostseite in erhöhter Weise zu Tage. In demselben sind vulkanische Revolutionen übrigens keineswegs nur auf die Vergangenheit beschränkt, sondern finden am Südstrande des Sees noch heutzutage statt. Da wir an dieser Stelle den einzigen im Innern Afrika's mit Bestimmtheit nachgewiesenen, noch thätigen Feuerherd finden, wollen wir derselben auch an der Hand der Tafeln III und IV eine nähere Beschreibung widmen.

Die Querkette im Süden vom See, welche die Senke ausfüllt, fällt in saften Hängen zum Seeufer ab. Am Fusse derselben in 2½ *km* vom Strande erhebt sich ein rauchender Kegelberg von ungefähr 200 *m* Höhe, welcher nach dem Führer der Expedition, welche dieses Gebiet entdeckte, Teleki-Vulkan benannt wurde. Die Berghänge sind mit schwarzer, poröser Asche bedeckt, der Krater ist durch die letzte Eruption meridional gespalten, so dass sich die Lava sowohl nach Norden wie nach Süden ergiessen konnte. Erdspalten von wenigen Centimetern Spannweite und bis zu 2–3 *m* breite Klaffungen neuesten Datums durchziehen die altvulkanische Umgebung des Feuerberges; auch diese sind parallel und meridional gerichtet. Einen eben solchen, jedoch bedeutend älteren Spalt stellt die tief eingeschnittene Seebucht vor. Vom Vulkanfuss bis zum Seestrand ist der Boden mit verschiedenen alten Lavaströmen und Schuttmassen bedeckt. Die westlicheren sind älter, zeigen bereits stellenweise, und zwar in den blasigen Hohlräumen, Vegetationsspuren, da diese den fallenden Regen und zugewehten Staub aufzufangen vermögen, und daher günstige Ansiedungsverhältnisse bieten; das Gestein selbst wäre noch lange nicht genügend zersetzt und zerfallen. Das zuletzt angeworfene Material von Schutt und Lava umgibt den Vulkan auf allen Seiten und erstreckt sich bis an den Seestrand. Die Schichte ist 3–10 *m* mächtig. Der Lavastrom fällt an den Rändern ziemlich scharf ab, war daher zäh flüssig; seine Oberfläche zeigt alle Wellenformen und Windungen einer erstarrten, wogenden See. Die Lava ist schwarz, porös und umschliesst Blasenräume von oft mehreren Metern Durchmesser; theilweise sind diese eingestürzt und zeigen im Innern messerscharfe Spitzen, wodurch die Passage über die Lava zu einer schwierigen und gefährlichen Sache wird. Die Schuttmassen bestehen aus kopfgrossen koakesähnlichen Gesteinstrümmern. Verschiedene Pfade führten einst um das Südende des Sees herum; man sieht sie noch alle deutlich ausgeprägt, als ob sie noch kürzlich begangen worden wären, bis sie unter die Lavadecke verschwinden. Knapper am Seeufer als die von der Graf S. Teleki'schen Expedition begangene Route ist heute kein Weg um das Seeende herum gangbar. Eine Akazie mit ungefähr 25 *cm* Stammesdurchmesser stand hart am Ostrande des Lavastromes. Der Stamm ist in 1½ *m* Höhe von der einst heissen Lava abgebrannt worden; der Baum liegt umgestürzt daneben, die Brandstelle sieht frisch verkohlt aus und die Baumkrone zeigt noch alle die feinsten Ästchen und Dornen.

Aus dem Krater steigen unausgesetzt schwärzliche Rauchsäulen ruhig und in stets gleicher Menge auf. Feuerschein, Getöse oder Auswürfe waren hingegen nie bemerkbar. Die Luft im näheren Bereiche des Vulkans ist mit penetranten, schwefel- und chlorähnlichen Gerüchen erfüllt. Der Boden in der näheren Umgebung desselben, ja selbst die Blätter der spärlichen Sträucher sind mit feinem, leichtem, leicht zerreibbarem, schwarzem Staub bedeckt; das Fallen solchen Staubes wurde nicht beobachtet, weil der Südwind die Rauchsäule seewärts trieb.

Die Kraterform ist wenig regelmässig, die Öffnung theilweise mit Eruptivmassen ausgefüllt; die Sprünge, welche der Krater zeigt, setzen sich als schmälere Spalten bis an den Vulkanfuss fort. Der Rauch steigt nicht

aus einem Schlund, sondern aus vielen im Krater und an seinen Innenwänden vertheilten Stellen auf. Der Krater zeigt innen und aussen schön roth orange gefärbte Efflorescenzen. An den West- und Ostseiten des Kraters, welche von der letzten Eruption unberührt geblieben sind, finden sich vereinzelte, knorrige Gesträuche.

Ganz nahe westlich vom Vulkanfuss sind zwei schwarze, niedrige Aschenhügel mit sanften, wohlgerundeten Formen gelegen.

Südwestlich vom Vulkan am Hange der Querkette sitzen zwei ältere Krater auf; beide sind nach der Nordseite zu gespalten.

Die abgezirkelt kreisrunde Halbinsel am Seestrande stellt einen erloschenen Krater mit gelb braungrünen, erdigen Hängen und den denkbarst reinen Formen vor. Die westlich davon gelegene Halbinsel ist ein auffallend hellgelb gefärbtes Schutthaos.

Ganz am Seestrande, ungefähr an der im Kärtchen bezeichneten Stelle, soll sich im ebenen Boden ein offener Feuerherd befinden, in welchem das Magma noch lebhaft brodelte und kocht. Die Kunde davon stützt sich nur auf die Aussagen unserer Somäl-Diener; während wir selbst die Gegend in der Richtung des Vulkans durchstrebten, hatte die Neugierde unsere Jungen dem Lavaström entlang zum Seestrand geführt. Von ihrer Entdeckung erzählten sie uns jedoch erst am folgenden Tage, als wir bereits abmarschirt und in die Nähe des Vulkans gelangt waren. An eine Rückkehr war nicht zu denken, es kann daher diesbezüglich nur bemerkt werden, dass wir die Aussagen der Somäl für ganz zweifellos wahr halten, ferner, dass wir vom Südfusse des Teleki-Vulkans aus mit dem Fernrohr von der uns bezeichneten Stelle aus weder Rauch noch Dampf Wolken aufsteigen sehen konnten.

Die Anskünfte, welche die Eingebornen zu geben im Stande waren, lassen schliessen, dass die letzte Eruption vor 15—20 Jahren (1868—73) stattgefunden haben mag.

Es wäre schliesslich noch zu erwähnen, dass das Vulkangebiet ausserordentlich eisenhaltig sein muss, indem die Magnetnadel in so bedeutender Masse beeinflusst wurde, dass die mit derselben gemachten Aufnahmen des Vulkangebiets sich als vollkommen unbrauchbar erwiesen. Die Ablenkungen betrugen bis 180°.

Im Bisherigen sind der Verlauf und die orographische Gestaltung der Hauptfurchen behandelt worden; zur vollständigen Beschreibung des ganzen Senkungsgebiets gehören noch die bereits erwähnten westlichen Seitenfurchen, die unterm Äquator beginnen und parallel zur Hauptsenke verlaufen. Während der Ostrand der Hauptsenke, wie wir ihn im vorangegangenen Theile dieser orographischen Abhandlung kennen gelernt haben, gleichzeitig die Ostgrenze des Senkungsgebiets vorstellt, ist dies im Westen mit dessen Westrand nicht der Fall. Unter 0° Breite hört die Mau-Kette auf den Westrand der Hauptsenke zu bilden; sie tritt hinter die Kamassia-Kette, setzt sich als 2500 m hohe, steile Elgejo-Kette nördlich streichend fort und nimmt dann bis zum 3° Nordbreite einen nordnordwestlichen Verlauf. In dieser Breite erreicht das Senkungsgebiet seine grösste ost—westliche Ausdehnung, wird jedoch im nördlichen Theile des Rudolf-Seegebiets wieder schmaler, weil das westliche Randgebirge vom 3° n. Br. an nordnordöstlich streicht. In 4° n. Br. tritt das westliche Randgebirge hart an den Rudolf-Seestrand heran und fällt eine Strecke weit steil zu demselben ab. Weiter im Norden gewinnt das gesenkte Gebiet abermals an Ausbreitung, bis die Randgebirge schliesslich in noch unbekannter Weise in die Ausläufer des süd-abessinischen Hochlandes übergehen. Die Richtung der fernsten, von der Graf S. Teleki'schen Expedition im Norden unter 6° Nordbreite beobachteten Höhenzüge, war eine nordöstliche, welchen Verlauf daher wahrscheinlich auch der gesenkte Theil weiterhin nehmen dürfte.

Von den westlichen Randgebirgen, die als Fortsetzungen der Mau-Berge erscheinen, lässt sich nur vermuthen, dass sie der Rand einer Plateaulandschaft seien, welche bis zum 3° Nordbreite um ihre ganze 1000—1800 m betragende relative Plateauhöhe, von dort an jedoch in mehreren Terrassen zum gesenkten Theil abfällt. Wie aus der Karte zu erschen ist, präsentiren sich nördlich des 3° Nordbreite die Hänge des westlichen Randgebirges in mehrfachen, hintereinander stehenden Reihen; auch Emin Pascha erhielt über die östlich des 34° östl. von Greenwich gelegenen Gebiete die Auskunft, dass sie in Terrassen nach Osten abdachen.

Die Steilabfälle der im Süden parallel laufenden Kamassia- und Elgejo-Ketten umranden den Beginn der ersten, durch den Lauf des Kerio-Flusses bezeichneten Nebensenke. Die Kamassia-Kette, die Suk-Kette und die südliche Rudolf-See-Kette begrenzen sie im Osten und trennen sie von der Hauptsenke. Der Westrand dieser und gleichzeitig der Ostrand der zweiten vom Triguell durchflossenen Nebensenke wird durch eine Reihe von Bergrücken, welche im Doenje Erok in Turkana im Norden endigen, hergestellt; diese Begrenzung lässt sich jedoch mangels genauerer Kenntniss dieser Höhenzüge nur wenig deutlich zum Ausdruck bringen. Steile, oft senkrechte Plateaubefälle finden sich hauptsächlich an der Westseite der Rudolf-See-Kette, da auch hier wie im ganzen Rudolf-Seegebiet überhaupt die Anzeichen stattgehabter Senkungen im Osten viel schärfer zu Tage treten als im Westen.

Wir haben bereits aus der Beschreibung des Senkungsgebiets erfahren, dass dasselbe durch eine ausgedehnte Plateaulandschaft hindurch führt, welche grösstentheils durch vulkanische Aufschüttung entstanden ist; wo eine solche nicht stattgefunden hat, liegt das Urgebirge zu Tage. Unsere nähere Kenntniss der Plateaulandschaft beschränkt sich auf die Ostseite der Senke. Ein Blick auf die geologisch colorirte Karte zeigt uns in der Vertheilung des vulkanischen und des metamorphischen Gebiets, dass sich die Plateaus als ein verhältnissmässig schmaler Streifen der Senke entlang erstrecken, und nur dort, wo die beiden vulkanischen Hauptherde, der Kilimandscharo und der Kenia aufsitzen, weiter in das metamorphische Gebiet hineinreichen. Diese beiden Vulkane und der weniger bedeutende Kulall begleiten den Verlauf der Senke; ihre Entstehung scheint demnach in einem gewissen ursächlichen Zusammenhange mit der Senke gestanden zu haben.

Unbedeckt ist die kristallinische Unterlage zwischen dem Kilimandscharo und dem Kenia geblieben. Die auf derselben sich erhebende Gebirgswelt besteht aus mehreren Reihen paralleler und fast meridional gerichteter Bergrücken und Ketten, die als Fortsetzungen der südlichen, durch den Kilimandscharo und Meru unterbrochenen Urgebirgslandschaft erscheinen. Die Unterlage, aus welcher sich die Gneissgebirge um 300—700 *m* erheben, ist im Westen 1300—1500 *m*, im Osten, und zwar im Azi-Flusslaufe 700—900 *m* über dem Meere gelegen, dacht also nach Osten ab.

Die westlichste kristallinische Bergreihe besteht aus dem Ngaptuk und dem Doenje Erok la Matumbato, beides Berge von ungefähr 2000 *m* absolute Höhe. Der Ngaptuk ist ein ziemlich isolirt dastehender, steil abfallender Felsberg, während der Doenje Erok einen schroffen, gleichmässig hohen Bergkamm vorstellt, der im rechten, nach Osten offenen Winkel abgebogen ist.

Die parallele und nahe östlich davon sich erstreckende Bergreihe beginnt im Süden mit den Tunoké und Naebormurtu-Bergen, welche eine zusammenhängende, 1500—1900 *m* hohe Berglandschaft bilden. An die Naebormurtu-Berge schliessen sich die Mawaraseha-Kette (2100 *m* absol. Höhe) und die Garugeisch-Berge (2000 *m* absol. Höhe) an; auf erstere folgen der steile, isolirte Doenje Lemeiboti und der relativ niedrige, gerundete Melléwo-Rücken. Als dritte Reihe erstreckt sich im Anschluss an das Nordende der Djulu-Kette bis an den Südfuss des Kenia das Ulu-Bergland; es besteht aus einem ziemlich regellosen Chaos von kurzen Bergrücken und vereinzelt stehenden Bergen und Hügeln und weist 1500—2000 *m* messende Erhebungen auf. Das Nordende bildet der Kjandjahi-Berg (2000 *m* absol. Höhe). Die an das Urgebirge anschliessende Plateaulandschaft beginnt bei Turuka mit dem Doenje Erok la Kapotéi; es ist dies ein Tafelberg von 2000 *m* absoluter Höhe, zu welchem die 1600—1700 *m* hohe Hochfläche von Turuka eine Vorterrasse bildet. In den Schluchten, wo das fließende Wasser die Aschendecke fortgespült hat, sieht man die kristallinische Unterlage entblösst zu Tage liegen. Charakteristisch für alle Tafelberge und Flächen dieses Gebiets ist der ausserordentlich schroffe Abfall, den sie überall an den obersten Rändern zeigen.

Das Hochplateau von Leikipia, das nun darauf folgt, ist im Süden schmal, wird im mittleren Theile breiter und läuft im Norden in ungefähr 1° Nordbreite ebenso wie im Süden in einer Reihe geringerer Tafelflächen aus. Der Westrand des Plateaus fällt wie bekannt steil ab und bildet die seitliche Begrenzung der Senke. Der Ostrand verläuft vom Doenje Erok la Kapotéi aus zuerst bis zum Südfuss der Kenia nordöstlich, dann dem Westfuss desselben entlang nach Norden. Der Oberlauf des Guasso Njiro-Flusses bezeichnet den Ostrand, welcher unter 1° Nordbreite ebenso wie der Fluss nach Osten umbiegt, dann dem Westfusse de

General Mathews-Kette eine Strecke weit entlang nordwärts verläuft. Im Norden umfasst das Plateau die Loroghi-Kette, doch reicht die vulkanische Decke nur bis an den Fuss derselben. Das Hochplateau von Leikipia ist im Westen 2000—2200 *m* hoch gelegen und daucht nach Osten zu bis 1500—1700 *m* ab. Im Westen sind dem Plateaurande entlang mehrere Reihen parallel zu demselben gerichteter Berggruppen aufgesetzt; im Süden erhebt sich das Aberdare-Gebirge. Dieses Gebirge scheint eine Anhäufung gewaltiger, erloschener Feuerherde zu sein und bildet eine weit grossartigere Berglandschaft als selbst der benachbarte Kenia, wenn deren Gipfel auch nicht dessen Höhe erreichen. Die Formen der Vulkane, aus welchen das Aberdare-Gebirge wahrscheinlich besteht, müssen bereits zerstört und verwischt sein, da sie keinen der Gipfel aufweist; die Feuerherde, welche das Leikipia-Plateau gebildet haben, müssen jedoch in diesem Gebirge liegen. Die Gipfel des Aberdare-Gebirges erreichen 3000—4000 *m* absolute Höhe; zwei getrennt und nahe westlich derselben gelegene Berge, der Gojito und der Kinangop zählen zu den höchsten Gipfeln des Gebirges. Das Aberdare-Gebirge ist noch nahezu unerforscht, obwohl zwei Expeditionen nahe vorbeikamen, da über demselben lagernde Nebel und Wolkenbildungen es häufig verdecken.

Der Ostrand des Leikipia-Plateaus geht fast unmerklich in den Kenia-Fuss über. Die Basis dieses zweithöchsten Berges von Afrika¹ übertrifft jene des Kilimandscharo an Umfang und ist ebenso wie diese elliptisch; im Westen ist der Bergfuss in 2000 *m*, im Osten in ungefähr 1000 *m* Meereshöhe gelegen. Der Kenia präsentiert sich als ein sehr flacher, stark abgestumpfter Kegelberg (siehe Ansichten Taf. I, Fig. 3, 4) mit einem schroffen, spitzen Gipfel an der Westseite. Die Kraterländer, welche noch vorhanden sind, stehen in 4900 *m* Meereshöhe, und ein steil aufragender Theil derselben bildet die höchste, ungefähr 5800 *m* hohe Spitze. Der Krater hat, so weit er sich noch erkennen lässt, einen Durchmesser von 4—4½ *km* und ist kreisförmig. Der Kraterboden ist ungefähr 2—300 *m* tiefer als die Ränder gelegen, und mit Eis und Schneemassen, die fast überall auch die inneren Wände bedecken, ausgefüllt. Die steile Kenia-Spitze ist aus mehreren Felspyramiden zusammengesetzt. Die SW-Seite derselben fällt schroff ab, ist daher auch theilweise eisfrei; die NW-Seite geht in sanfteren, schneebedeckten Hängen in den Kraterand über. Die höchste Spitze ist entzwei gespalten. Ein zweiter, wenig auffallender Gipfel erhebt sich am Nordrande des Kraters und erscheint als schneebedeckter Höcker. Die Schneegrenze reicht im Osten etwas tiefer hinab als im Westen und mag in 4500 *m*, resp. 4700 *m* Meereshöhe gelegen sein.

Die Schmelzwässer des Kraters finden am Fusse der schroffen Felsspitze durch einen Spalt ihren Ausweg und bilden zuerst zwei kleine Hochseen; der am Fusse der Spitze und gleichzeitig am Kraterausgange gelegene See fliesst südwärts ab und bildet wahrscheinlich die Quelle des Sagana-Flusses. Ein zweiter ebenfalls vom Fusse der Spitze kommender Bach dürfte der Ursprung des in den Guasso Njiro mündenden Guasso Njuki sein.

Im Norden des Kenia und Osten des Leikipia-Plateaurandes erstreckt sich wieder ein metamorphisches Gebiet mit wenig bedeutender Bergscenerie. Der Doenje lol deika, d. h. Zopfberg (weil er wie ein Zopf vom Kenia, dem Haupte, ausgeht), scheint in die im Süden 2000 *m*, im Norden 3000 *m* hohe Reihe von Bergketten, welche unter dem Namen General Mathews-Kette zusammengefasst ist und im Njiro-Berg im Norden endigt, überzugehen.

Die sehr charakteristische Hügellandschaft Gadormurtu (siehe Ansicht, Taf. I, Fig. 4), welche zwischen dem Doenje lol deika und dem Leikipia-Plateaurand gelegen ist, und in schroffen, anfangs isolirt auftretenden Gneissbügeln besteht, die weiterhin jedoch höher werden, näher aneinanderrücken und das schwierige, vom Guasso Njiro durchströmte Bergland bilden, mag ebenfalls mit der 2500 *m* hohen Loroghi-Kette in Verbindung stehen, und diese ganze Bergreihe daher als Parallelkette zur General Mathews-Kette aufzufassen sein.

Wie wir bereits bei der Beschreibung der Hauptsenke gesehen haben, findet die Plateaurreihe im Rudolf-Seegebiet ihre Fortsetzung, welche nur durch den Kuläll-Berg eine Unterbrechung erfährt. Die Hänge dieses

¹ „Kenia“, d. h. grosser Berg, nennen ihn die Wakanba; „Doenje Egere“, d. i. gefleckter Berg, die Masai; „Kilimara“, die Wakikuyu.

Kegelberges erheben sich unter einem sehr geringen Neigungswinkel bis zur Höhe von 1000—1200 *m* (siehe Ansicht, Taf. I, Fig. 5). Die Südwestseite ist bis zum Bergfuss hinab gespalten, der Krater in sich zusammengebrochen. Der Westfuss des Berges ist gesunken, die Abbruchstelle bildet eine gerade und meridional verlaufende Stufe; der Ostfuss geht ganz unmerklich in die vollkommen ebene Landschaft über.

Im Norden des Kuláll ist die Fortsetzung des Plateaurandes wieder nachweisbar; dieselbe begleitet das Seeufer in ungefähr 35 *km* Entfernung, biegt südlich des Stephanie-Sees nach Osten und geht in die Trr-Berge über. Diese erstrecken sich dem Ostufer des Stephanie-Sees entlang nach Norden; da nur deren Westhang bekannt ist, so bleibt es noch unentschieden, ob dieselben eine Bergkette oder den Abfall eines Plateaus vorstellen. Für letztere Annahme sprechen zwei Umstände: Die Hänge sind vulkanischer Natur, ohne jedoch Vulkanformen zu zeigen; kein einziger Bachlauf gelangt auf dieser Seite in den See. Die im Nordosten der Trr-Berge gelegene Bergkette weist bei weitem die höchsten Gipfel auf, welche im Rudolf-Seegebiet angetroffen wurden; die absolute Höhe mag 3000 *m* betragen.

Die zwischen dem Rudolf-See und dem östlichen Plateaurande gelegene Landschaft besteht mit Ausnahme des Longendoti-Berges und seiner niedrigeren Fortsetzung aus einem Berglande von untergeordneter Bedeutung, welches durch mehr oder minder regellos sich erhebende Berge, Rücken und Hügel gebildet wird. Basalt wird daselbst häufig angetroffen, und besonders die Umgebung des Lagerplatzes vom 19. März zeigte auffallend schöne, säulenförmige Absonderungen.

Auch das zwischen dem Stephanie-See und dem Rudolf-See gelegene, niedrige Bergland ist vulkanischer Natur und stellenweise durch Basaltbildungen ausgezeichnet; in grösserer Menge wurden solche während des Marsches am 19. April gesehen.

Gelegentlich des Rückmarsches vom Stephanie-See zum Rudolf-See fielen beim Aufstieg über den steilen Osthang der Amarr-Berge, die oberflächlich vulkanischer Natur sind, mächtige Gneissfelsen und Blöcke auf, welche in Schluchten und Wasserrissen frei zu Tage lagen. Die meist trockenen Flussbetten, welche die Amarr-Berge auf ihren zum Rudolf-See gerichteten Laufe durchziehen, sind meist mit quarz- und glimmerreichem Sand ausgefüllt, woraus auf die metamorphische Beschaffenheit des Ursprungsgebietes derselben geschlossen werden kann.

Unsere Kenntniss der ost-afrikanischen Gebirgssysteme, von welchen im Vorhergehenden eine Allgemeindarstellung versucht wurde, weist noch eine sehr fühlbare Lücke auf, nämlich jene nördlich des 6° Nordbreite, in welcher der Übergang der südlichen Bergwelt in das abessinische Hochland stattfindet.

Obwohl es zweien Expeditionen, der des Grafen S. Teleki und jener des Franzosen Jules Borelli zur selben Zeit und von einander ganz unabhängig gelungen ist, von verschiedenen Seiten her weiter nach dem unbekannten Innern vorzudringen, als es vorher möglich gewesen war, so ist die vollständige Lösung der Aufgabe doch weiterer Forschung aufbewahrt geblieben. Eine Errungenschaft der beiden Expeditionen, die Feststellung des Omo-Niánuin-Flusslaufes, ist jedoch geeignet, die Phantasie beim Ausfüllen der noch bestehenden Lücke zu unterstützen, da dieser Flusslauf die beiden Gebirgsländer verbindet, welche unserer Kenntniss nach noch getrennt sind.

Die hydrographischen Verhältnisse dieser Gebiete entsprechen in ihrer Einfachheit ganz dem Aufbau derselben. Die Randgebirge, welche die Senke begrenzen, bilden einerseits die Wasserscheide zwischen dem indischen Ocean und dem See- und Flussgebiet des Nils, andererseits bedingen sie die Bildung einer Reihe von Seebecken. Die beiden Schneeberge bilden die hauptsächlichsten Feuchtigkeitseentren, nur im Norden wird auch das abessinische Hochland tributär.

Der Kilimandscharo und der Meru-Berg, das südliche Hauptquellengebiet, zeigen gleich eigenthümliche hydrographische Verhältnisse: Während sie zahlreiche Bäche nach dem Süden entsenden, entquilt kein einziger ihrem Nordhange. Dass jedoch eine Drainage nach dem Norden stattfindet, beweist eine Anzahl von Quellen, welche daselbst in der flachen Steppe zu Tage treten; ebenso verdankt der Njiri-See sein beständiges Niveau unterirdisch vom Kilimandscharo kommenden Zuflüssen. Mit Ausnahme einiger kleiner Bäche,

welche ostwärts abfliessen und als Tsavo in den Sabaki münden, wird dieses Quellengebiet der Hauptsache nach vom Pangani-Flusse entwässert. Nur der Rombo-Bach, der bedeutendste der östlich gerichteten Quellbäche, gehört beiden Flussgebieten, nämlich sowohl dem Pangani, als auch dem Sabaki an; er bildet am Ostfusse des Kimawensi einen kleinen Sumpf, der nordwärts in den Tsavo und südwärts als Lumi abfließt und den Dschipe-See speist. Dieses 19.5 km lange und 4.2 km breite Seebecken, welches an der Ostseite des Ugweno-Gebirges gelegen ist, hat im Nordosten, ganz nahe der Einmündungsstelle des Lumi einen Ausfluss, der sich im knappen Bogen um den Norden des Ugweno-Gebirges herum und dann südwärts wendet. Auf dem kurzen Wege durch die südliche Kilimandscharo-Ebene nimmt der Ruvi oder Pangani, so heisst der Ausfluss aus dem Dschipe-See, die grosse Menge von Quellbächen auf, welche den Südhang des Kilimandscharo herabfliessen; dazu kommen noch sämtliche Meru-Bäche, welche mit einigen Kilimandscharo-Zuflüssen vereinigt, als Ronga ebenfalls in den Pangani münden. Im weiteren südöstlich gerichteten Laufe erhält der Ruvi oder Pangani mit Ausnahme des Mkomasi-Flüsschens aus den Pare-Bergen und des Luengera vom Usambara-Berglande, nur kleine, unbedeutende Zuflüsse.

Der Pangani-Fluss ist von der Mündung des Ronga an, nachdem er also die hauptsächlichsten Zuflüsse aufgenommen hat, ein 30—50 m breiter, nicht unbedeutender Strom, der wohl zu allen Jahreszeiten wasserreich genug sein würde, um mit Booten befahren werden zu können. Er hat jedoch auf seinem wenig gewundenen Weg vom Dschipe-See zur Küste, der in gerader Linie 380 km misst, das bedeutende Gefälle von 729 m zu überwinden, von welchem überdies 560 m auf den letzten nur 160 km langen Lauftheil fallen. Im Mittellaufe fliesst er mit verhältnissmässig wenig Strömung, hat stellenweise sogar sumpfige Umgebungen; im Unterlaufe hingegen bildet er eine fast ununterbrochene Reihe von Stromschnellen, die ihn als Verkehrsstrasse unbrauchbar erscheinen lassen.

Nach Nordwesten entsendet der Kilimandscharo nur den unbedeutenden Ngare na erobi, der nach kurzem westlichen Laufe am Nordfusse des Meru-Berges versumpfen soll.

Die Nord- und Ostseite des Usambara-Berglandes wird durch zwei kleine Bäche entwässert: Den Umba und den Sigi.

Zwei seichte Bächlein, welche von den Bura- und Teita-Bergen südwärts fliessen, versiegen in der heissen Steppe; ein nördlicher Abfluss aus diesem Berglande, der Voi, erreicht hingegen den Sabaki.

Das zweite Hauptquellengebiet sind das Plateau von Leikipia und der Kenia. Beinahe die gesamten Niederschlagsmengen dieses Gebiets — sie übertreffen an Masse jene des Kilimandscharo und Meru-Gebiets — finden in zwei Flüssen ihren Weg zur Küste: Dem Tana und dem Sabaki. Die nach Westen über den Plateaurand in die Senke gelangenden Wasserradern sind geringfügig.

Der Abdachung des Leikipia-Plateaus entsprechend findet der Abfluss sowohl nach Südost und Süd wie nach Nordost und Ost statt.

Der Südostseite der Aberdare-Kette entspringen über 30 kleinere Bäche, die sich nach kurzem Südsüdost und südöstlich gerichteten Berglaufe in der Senke, welche sich zwischen dem Kikuyu und dem Ulu-Berglande findet, mit den beiden vom Doenje Lamujo kommenden Morio-Bächen vereinigen und den Kaja-Fluss bilden. Derselbe wird zum mässigen Fluss, richtet zuerst seinen Lauf nordostwärts, biegt um den Kjandjabí-Berg nach Osten und fliesst dann dem Ostfusse des Ulu-Berglandes entlang nach Südöst. In diesem Theile seines Laufes trägt er den Namen „Azi-Fluss“ und heisst schliesslich im östlich gerichteten Theile seines Unterlaufes bis zur Mündung beim Küstenorte Malindi „Sabaki“. Im Mittellaufe (Azi) erhält er an seinem rechten Ufer im Norden einige kleine Bäche, welche ihn jedoch nur zur Zeit der Regen erreichen; zwei südlichere, stark saftige Zuflüsse, welche in den Bergen zwischen dem Ulu-Bergland und der Djulu-Kette entspringen, führen wohl immer Wasser, jedoch nur geringe Mengen. Am meisten zur seiner Vergrösserung trägt der Tsavo bei, welcher, wie bereits erwähnt, den Nordosten des Kilimandscharo entwässert; der als „Voi“ vom Bura und Teita-Berglande kommende Beitrag dürfte unbedeutend sein. Auf der linken Uferseite soll der Azi-Sabaki vier Zuflüsse erhalten: Den Zua, Mui, Tiwwa und Ndeo; über deren Verlauf und Wassermengen ist wenig bekannt.

Das Flussbett des Azi bewegt sich in der Mulde, welche sich zwischen der Abdachung des Ulu-Berglandes und der Djulu-Kette einerseits und den Rändern der sich östlich erhebenden Plateaulandschaften andererseits erstreckt. Sein Bett ist tief eingeschnitten, seine braune, trübe Fluth deshalb auf weite Strecken unzugänglich; es trägt dieser Fluss nur wenig zur Befruchtung seiner Umgebung bei, weshalb auch seine Ufer grösstentheils unbewohnt sind.

Der Kaja-Fluss wird von seiner ursprünglich nordöstlichen Laufrichtung durch einen niedrigen Höhenzug nach Osten gedrängt. Dieser Höhenzug schiebt sich als Fortsetzung der Aberdare-Kette zwischen den Kjandjabi-Berg und den Kenia nach Osten und Nordosten und bildet die Wasserscheide zwischen dem Kaja (Sabaki) und dem Tana, indem er die übrigen vom Leikipia-Plateau und vom Kenia südwärts abfliessenden Bäche zu einem östlichen Lauf zwingt und die Bildung des Tana bedingt. Diese weiteren Abflüsse des südlicheren Theiles der Aberdare-Kette, 17 an der Zahl, sind weit wasserreicher als jene, welche den Kaja-Fluss bilden; sie vereinigen sich mit den vom Kenia südwärts fliessenden Bächen zu einem „Sagana“ genannten Bergstrom, welcher im östlichen Laufe den Süden des Kenia umgeht. Nach Dr. Peter's Nachrichten ist es ein reissender, an grossartigen Wasserfällen reicher Fluss.

Von der Ostseite der Aberdare-Kette kommen 13 Bäche herab, sie führen stets Wasser, doch ist keiner derselben bedeutend. Der Kenia entsendet nach Nordwesten nur einen bemerkenswerthen Flusslauf, den Guasso Njuki.

Sämmtliche östliche Abflüsse der Aberdare-Kette und der Guasso Njuki verbinden sich zu einem Flusslauf, der Guasso Njiro heisst. Der Guasso Njiro fliesst in einem meist tief eingeschnittenen Bette, dem Ostlande des Leikipia-Plateaus bis $0^{\circ} 45'$ Nordbreite folgend, nach Norden; in diesem, in gerader Linie nur 90 km langen Theile seines Oberlaufes haben seine Wasser einen Niveauunterschied von 800 m zu überwinden; sie rauschen in dem meist von steil abstürzenden Berghängen und Wänden umsäumten Flussbette mit gewaltiger Strömung dahin. Dieses grosse Gefälle wird jedoch ohne auch nur einen bedeutenden Wasserfall in vielen kleinen Kaskaden und Stromschnellen überwunden. Nördlich der Mündung des Guasso Narók in den Guasso Njiro nimmt das Flussbett des letzteren eine äusserst interessante Gestalt an; der wasserreiche und tiefe, 8—12 m breite Fluss nimmt seinen Lauf in einem nur 2—2½ m breiten Felsspalt mit vollkommen senkrechten Wänden, der den beinahe horizontal geschichteten Gneiss daselbst durchsetzt. Derart eingeeengt muss der Fluss daselbst enorm tief sein. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass dieser Spalt anderen Ursachen wie der Erosion des Wassers seine Entstehung verdankt. Nachdem der Fluss den Spalt, dessen volle Länge nicht bekannt, jedoch mehrere Kilometer betragen muss, passiert hat, windet er sich durch steile Gneissbänke hindurch und geht während des darauffolgenden 30 km langen Lauftheils in zahlreichen Kaskaden und Stromschnellen über das bedeutende Gefälle von 300 m. In $0^{\circ} 45'$ Nordbreite wendet er sich 35 km weit nach Osten und dann nach Südosten; in diesem Lauftheile soll er eine „Lorian“ genannte, sumpf- oder seeartige Erweiterung bilden und sich dann mit einem bedeutenden, vom Kenia kommenden Fluss, dem Guasso Nagüt, vereinigen und als Kilaluma südlich fliessen. Der vom Süden kommende Sagana und der Kilaluma vereinigen sich östlich des Kenia, und erreichen als Tana unter $2\frac{1}{2}^{\circ}$ Südbreite die Küste.

Die tektonischen Verhältnisse dieses Landes stehen der Entwicklung grosser Ströme hinderlich entgegen, begünstigen jedoch die Bildung von Seen; solche finden sich hauptsächlich im gesenkten Theile des Gebietes, wo sie eine Reihe abflussloser Becken bilden.

Vom südlichsten Gliede dieser Reihe, dem unter 4° Südbreite gelegenen Manjara- oder Ro-See, ist nur wenig bekannt, da ihn noch kein Europäer besucht hat. Sein Wasser soll stark salzhaltig und seine Ufer mit einer dicken Salzkruste bedeckt sein; auch warme Quellen soll es nahe desselben geben. Obwohl eine besetzte Karawanenstrasse unweit vom See vorbeiführt, so wissen die Händler doch nur wenig von demselben zu erzählen, weil er angeblich sehr tief liegt und man ihn selbst aus geringer Entfernung nicht sehen können soll.

In dem von der Mau-Kette und dem Geléi-Plateau eingeeengten Theil der Senke, in 650 m Meereshöhe, befindet sich ein Natron-See; derselbe wurde von Dr. G. Fischer gesehen und aufgenommen. Der See erhält

an der Westseite eine grössere Zahl kleiner Wasseradern und im Norden den bedeutenderen Guasso Njiro, welcher dem Berglande von Mau entströmt und nach längerem meridionalen Lauf schliesslich durch ein langes Thal seinen Weg zum Nordende des Sees findet; seine Ufer sind im Unterlaufe stark versumpft. Das Wasser des Sees enthält einen bedeutenden Procentsatz von kohlensauren Natronsalzen aufgelöst; charakteristisch sind die vielen heissen Quellen, die sich an seinen Ufern finden.

Der Theil der Senke, welcher sich nördlich daran schliesst, ist ein wüstes, streckenweise mit Salzefflorescenzen bedecktes Steppengebiet. Erkundigungen zu Folge soll sich in demselben ein kleiner, von Flusspferden bevölkerter See befinden. Nach den bestehenden Niveaunverhältnissen und dem physiognomischen Gepräge dieses, Doglän genannten Theiles der Senke zu urtheilen, scheint derselbe einst einen bedeutend grösseren See beherbergt zu haben, von welchem der Natron-See, der eben erwähnte kleine See und der Unterlauf des Guasso Njiro die noch übrig gebliebenen Reste sind, da auch die weitere Umgebung dieses Flusses reine Salzsteppen sind.

Als nächstes Glied der Seen-Kette schliesst sich im Norden der Naiwascha an. Seine Meereshöhe beträgt 1860 m, sein Flächeninhalt ungefähr 100 km²; seine Form ist im Gegensatze zu jener der anderen Seen der Senke rundlich. Seine nächsten Ufer im Norden und Osten sind flach, im Südwesten und Westen steil. Das Nordufer, an welchem zwei ziemlich wasserreiche Bäche, der Gilgil und der Murentat münden, ist dicht mit Schilf bewachsen; das Mündungsgebiet des Murentat ist sumpfig. An Inseln gibt es im nordöstlichen Seetheile eine niedrige, mit Schilf bewachsene, im südöstlichen eine grössere und zwei kleinere, die kahl und felsig sind und sich durch ihre Form und Anordnung deutlich als Reste eines Kraters verrathen, von welchem nur der Ostrand fehlt.

Ansser den beiden perennirenden Zuflüssen, welche das Hochland von Leikipia entsendet, führen noch eine Anzahl gewöhnlich trockener Regenzeitenbachbetten in den See. Der Naiwascha hat keinen sichtbaren Abfluss, dennoch ist sein Wasser, dem Geschmacke nach zu urtheilen, vollkommen süss.

Im Norden des Naiwascha befinden sich zwei Bitterseen, beide kaum halb so gross wie jener: Der Angata Nairogua-See und der Nakuro Sekelai-See. Ersterer ist am Fusse des Plateaurandes in 1840 m Meereshöhe gelegen. Zwei vom Leikipia-Plateau kommende Bäche, der Guasso Nagut im Norden und ein anderer unbedeutender im Osten speisen ihn. Die Wassermenge, welche dem Angata Nairogua-See durch den stattlichen Guasso Nagut vermittelt wird, ist jedenfalls im Verhältniss zu den Zuflüssen des Naiwascha eine bedeutendere; daher fällt es auf, dass das Wasser des ersteren versalzen, das des Naiwascha trinkbar ist. Der Nakuro Sekelai-See dürfte um Weniges grösser als der Angata Nairogua-See sein; er liegt am Fusse der Mau-Kette und erhält von derselben im Süden auch einen Zufluss.

Fünf kleine Bäche, welche weiterhin von den Hängen des Subngia genannten Theil des Abfalls von Leikipia herabkommen, versumpfen nach kurzem Laufe in der Grabensohle; der nördlichste, welcher der bedeutendste ist, bildet einen grösseren, wasserreichen und schilfbewachsenen Sumpf.

In der Reihe folgt nun ein langgestreckter See, welcher hart am Fusse des an dieser Stelle besonders steilen Plateauabfalles gelegen ist. Bischof Hannington hat denselben gelegentlich seiner Reise nach Kawi-rondo als erster Europäer gesehen, indess Thomson an dem 15 km langen, schmalen See auf Büchsen-schnss-Weite vorbeimarschirte, ohne seine Existenz auch nur zu ahnen. Das Wasser, welches der See führt, schmeckt bittersalzig. Am Südende, wo es angeblich viele heisse Quellen gibt, soll dasselbe lauwarm sein, am Nordende erhebt sich die Temperatur des Wassers nach unseren Messungen nicht über die der Luft. Daran schliessen sich im Norden zwei Sümpfe, welche sich fast bis zum Baringo-See erstrecken. Der südlichere wird durch einen Bach, welcher vom östlichen Randgebirge herabkommt und mehreren lauwarmen (+38° C.) Quellen gebildet; letztere entspringen am Fusse eines niedrigen, doch steilen Rückens als Bäche mit zwar milchig getrübt, doch wohlschmeckendem Wasser, in deren Umgebung keine Salzefflorescenzen vorkommen. Der zweite kleinere Sumpf stellt das Ende des zeitweise nicht unbedeutenden Njuki-Baches und eines zweiten, aus dem Hochlande kommenden Baches vor; der Guasso Njuki entspringt ungefähr unterm Äquator in der Mau-Kette, und versumpft nach längerem, meridionalen Laufe nahe südlich vom Baringo-See.

Der Baringo-See, mit einem Flächeninhalt von ungefähr 225 km^2 , ist in 1115 m Meereshöhe gelegen. Sein Wasser ist süß, ohne dass er einen sichtbaren Abfluss hätte. Wir konnten das Vorhandensein von fünf wasserreichen Bächen, welche nach Thomson diesen See speisen sollen, nicht constatiren, und fanden nur zwei, welche immerwährend Wasser führen: Den Guasso Tigeritsch, welcher von den Kamassia-Bergen, und den Guasso Bolio, der vom Hochplateau von Leikipia kommt; beide münden im Süden in den See. Das Bachbett des Guasso Mogodeni, welches im Nordosten zum See führt, ist häufig trocken; den Guasso Susien fanden wir gar nicht vor, und der fünfte, der Guasso Njuki, versumpft, wie bereits erwähnt, noch bevor er den See erreicht.

Die nächsten Ufer des Baringo-Sees sind im Westen und Nordwesten felsig, oft steil, im Osten und Süden flach; im letzteren Theile ist die weitere Umgebung mit Schilf bewachsen. Im südlichen Theile des Sees gibt es mehrere kleine Inseln und eine grosse bergige, welche sogar bewohnt ist; auch deren Form erinnert an einen Kraterring, wenn auch in geringerem Masse, als die Inseln des Naiwascha-Sees. Zwei weitere schroffe Riffinseln finden sich in der Nordwestecke des Sees, nahe am Ufer, welches daselbst steil abfällt und einige tief eingeschnittene Buchten bildet. In der nördlichen Umgebung des Baringo-Sees fand Thomson sowohl aus neuester Zeit stammende Eruptivmassen als auch heiße Quellen vor.

Der Baringo-See dürfte sich vor Zeiten weiter nach Süden über die beiden Sumpfgebiete erstreckt haben, indem ganze Flächen der graslosen feinsandigen und lehmigen Steppe daselbst mit einer mehrere Centimeter hohen Schicht von Muschelconglomeraten bedeckt sind.

In den nun folgenden, Sukuta genannten Theil der Senke entsenden die Kamassia-Kette und der Nordrand des Leikipia-Hochplateaus einige geringfügige Bäche, die vielleicht zur Zeit der Regen bis dahin gelangen, meist jedoch trocken liegen.

Weiterhin gelangen wir zum tiefstgelegenen Theil der Senke, welcher daher das günstigste Sammelbecken für die im weiteren Umkreise niedergehenden Regenmengen bietet. Naturgemäss finden wir in demselben den grössten See in der Reihe, den Rudolf-See.

In einer Durchschnittsbreite von ungefähr 40 km erstreckt sich derselbe dem Grabenverlaufe entlang von $2^\circ 17'$ Nordbreite bis zu $4^\circ 43'$ Nordbreite. Seine Oberfläche misst rund 9000 km^2 , die Niveauhöhe über dem Meere genau 400 m . Seine Tiefen wurden nicht gelothet; nach der schönen blauen Farbe des Wassers und der schroffen Art des Abfalles der Ufer zu schliessen, muss seine Tiefe im südlichsten Theile am grössten und beträchtlich sein, und der See nach Norden zu immer seichter werden, weil die klare blaue Farbe des Wassers daselbst in eine trübe, gelbe, lehmfarbene übergeht. Ebenso wenig können wir eine Analyse des Wassers bieten. Es schmeckt salzig, ist jedoch, wenn auch nicht ohne Nachtheil, für die Dauer trinkbar; bei einem Zusatze von Säuren braust es auf und beim Waschen fühlt es sich laugenartig an.

Im Süden fallen die Berge zum See ab, ebenso im Nordwesten; ganz flache Ufer finden sich im Westen und im äussersten Norden. Die Seeufer sind klar und rein, feinsandig oder felsig und wahrscheinlich überall vulkanischer Natur; ihre Ränder ermangeln meist aller Vegetation, nur ganz im Norden sind sie von Schilfdickichten, an welche sich eine tüppige Wasserwaldwildniss anschliesst, umsäumt.

Der Rudolf See beherbergt zahlreiche Fische, meist Barsche und Welsarten; ausserdem gibt es in demselben Krokodile und Flusspferde, und zwar hauptsächlich in seinem algen- und schilfreicheren Norden. Efflorescenzen bedecken nur in ganz feiner Schichte die Uferränder; grössere Mengen von Salzen finden sich in pfannenartigen Vertiefungen an manchen Stellen der Nordost-Ecke des südlichsten Seetheiles, wo auch einzelne, stark inkrustirende, warme Quellen hervorsprudeln. In diesem Gebiete müssen wir auf das Vorhandensein unterirdischer Hohlräume schliessen, weil zwei kleine, vom Kulall-Berge kommende Bäche mehrmals verschwinden, wieder zu Tage treten und schliesslich auf unterirdischem Wege den See erreichen müssen, weil ein anderer nicht-sichtbar ist.

Ausser einigen kleinen, felsigen Inseln in der Nordostecke des südlichen, golfartigen Theils des Rudolf-Sees finden sich noch drei grössere, ungefähr in der Längsmittle des Sees, in jedem Dritttheile je eine. Es sind unbewohnte schroffe Felseninseln; die südlichste und grösste verdient ihres interessanten Baues wegen eine

nähere Beschreibung. Sie besteht aus einer Reihe von scheinbar erloschenen Vulkanen, welche fast alle noch vollkommen erhaltene Kraterbildungen zeigen; wir konnten 16 solcher zählen. Die Hänge dieser 50—150 m hohen Vulkane sind kahl wie die ganze Insel überhaupt und mit röthlicher, gelber, grünlicher oder schwarzer Asche bedeckt. Einer derselben, welcher am Nordrande der Insel gelegen ist, zeigt eine runde, wohlerhaltene Krateröffnung an der Seite, während eine andere, am Nordostrande bestehende Kraterbildung sich als ein nur mehr zur Hälfte existirender Ring präsentirt. Die Insel weist ihre Steilseite nach Osten und hat im mittleren Theile ihrer Westseite verhältnissmässig flache Ufer. Zwei Felsriffe von geringem Umfange ragen südlich von der Insel aus dem See heraus, während derselben im Norden mehrere kleinere Inseln vorgelagert sind, welche ebenfalls mehr oder weniger deutliche Kraterformen zur Schau tragen. (Siehe Taf. 4, Fig. 1.)

Zwei Kegelberge, welche sich schon von Weitem durch ihre Form als Vulkane zu erkennen geben, liegen genau in der Verlängerung der Linie, welche durch den Teleki-Vulkan und die Insel hindurchführt, am entgegengesetzten Ufer des Sees.

Der Rudolf-See hat, wie auch schon sein Salzgehalt schliessen lässt, keinen Abfluss. Zuflüsse erhält er von allen Seiten, jedoch nur im Norden immerwährende und ausgiebige. Den Niänamm-Fluss und den Bass-Fluss. Diese beiden Ströme entwässern den südlichen Theil des abessinischen Hochlands. Der Niänamm entspringt im Lande Limu oder Euvarya, in ungefähr 8° Nordbreite und fliesst nach einem kurzen nördlich gerichteten Oberlaufe, dem Ostrande des abessinischen Hochlandes folgend, nach Süden; in ungefähr 6° Nordbreite wendet er sich zwei Längengrade weit nach Westen und richtet erst wieder im letzten Theil seinen Lauf südwärts.

In seinem Ober- und Unterlaufe heisst er Omo und ist ein schnellfliessender Bergstrom, der auf beiden Seiten durch zahlreiche Zuflüsse verstärkt wird; die bedeutendsten darunter sind der Dschibié und der Godschéb. Im Unterlaufe wälzt er seine braunen, trüben Fluthen in einem ungefähr 100 Schritte breiten, jedoch tiefen Flussbette mit einer Strömung von 1·8—2 km in der Stunde dem Rudolf-See zu. In dem noch unbekannten Theile seines Laufes dürfte er den unserer Ansicht nach noch immer räthselhaften Schambara oder Samburn genannten See bilden.

Der Bass-Fluss, welcher im untersten Theile seines Laufes ganz nahe und parallel dem Niänamm-Flusse in den Rudolf-See fließen soll, ist nur nach von Seite der Eingebornen erhaltenen Erkundigungen bekannt. Nach vielen übereinstimmenden Aussagen soll derselbe im letzten Theile sehr breit (ungefähr 1000—2000 m) doch seicht, durchwatbar und fast ohne Strömung sein. Das Mündungsgebiet dieser beiden Ströme ist flach niedrig und mit dichten, üppigen Wasserpflanzen bedeckt.

Die übrigen in der Runde in den Rudolf-See mündenden Bach- und Flussbetten entwässern mit Ausnahme des Triguell und des Kerio nur die allernächste Umgebung; sie führen zur Zeit starker Regentosende Fluthen, die jedoch bereits nach wenigen Stunden verlaufen sind und liegen den grössten Theil des Jahres über trocken.

Nach Mr. Jackson's Forschungen entspringt der Triguell auf dem westlichen Randplateau am Fusse des Elgon, eines ungefähr 4400 m hohen, erloschenen Vulkans. Vom Suk-Gebirge erhält er wohl einige kleine Zuflüsse, von welchen der Weiwei als bedeutendster zu nennen ist, dennoch erreichen seine Wässer den See nur nach starken, andauernden Regen im Quellgebiete. Die Laufrichtung ist im ungefähr 200 km langen Ober- und Mittellaufe eine nördliche; unter 3° Nordbreite wendet er sich nach Nordosten und Osten und mündet in den See. Die bedeutenden Sandmengen, welche sein Bett erfüllen und zeitweise auch ihren Weg zum See finden, haben an der Mündung bereits ein weites Alluvialgebiet geschaffen und ihre Sinkstoffe haben die Seetiefe im Westen verringert. Das Mündungsgebiet des Triguell schiebt sich immer weiter nach Osten vor und es lässt sich unschwer vorrasssehen, dass das Flussdelta den See schliesslich in zwei Theile trennen wird. Der südliche Theil, welcher nur über ungenügende Zuflüsse gebietet, wird dann der Verlandung anheimfallen.

Der Kerio-Fluss entspringt in dem von den Kamassia- und Elgejo-Ketten gebildeten Thale. Die Richtung dieses von der Quelle bis zur Mündung in gerader Linie ungefähr 250 km langen Flusslaufes weicht nur wenig von der Meridianrichtung nach Osten ab. Der Gebirgslauf des Kerio ist länger als der des Triguell, weshalb

der erstere schon bald nach seinem Austritte aus den Bergen ein bedeutender, oft unpassirbar reissender Fluss ist. Dennoch erreichen auch seine Wässer nur unter günstigen Niederschlagsverhältnissen den See, weil der Fluss während seines weiteren Laufes keine nennenswerthen Zuflüsse erhält.

Im Rudolf-See-Gebiet finden sich verschiedene Anzeichen, welche auf mehrfache Niveauperänderungen desselben schliessen lassen und sowohl für stattgehabte Hebungen wie Senkungen des Seespiegels sprechen. So ist der östlich vom Teleki-Vulkan gelegene flache Seestrand mit einer Schichte von Muschelconglomeraten bedeckt; grössere inkrustirte Muschelschalen finden sich an der Ostseite des südlichsten Seetheiles, stellenweise 20—30 m über dem heutigen Niveau. Dass hingegen das heutige Seeniveau höher ist als vor noch wenigen Decennien, beweisen die zahlreichen nun abgestorbenen und gebleichten Baumskelete, die man in der ganzen Runde des Sees in dessen seichtem Uferwasser antrifft. Die bedeutendsten Landstrecken eroberte der See durch seine Niveauperänderungen im flachen Norden, wo eine 35 km lange Reihe abgestorbener Bäume sich vom Nordufer aus südwärts in den See erstreckt; sie verlängern die Richtung der beiden dort mündenden Flüsse und mögen daher die einstigen Uferbäume derselben gewesen sein. Eine fortschreitende Vergrösserung des Sees lässt sich im Norden noch immer beobachten. Die Ursachen können in periodischen, reichlicheren Zuflüssen, in der theilweisen Verlandung einzelner Flächen des Seebeckens oder auch in Senkungen im Norden bestehen. Nicht unwahrscheinlich ist die Annahme, dass der Rudolf-See einst weiter im Süden gelegen und auch die heutige Sükuta-Salzsteppe umfasst habe. Der mächtige Ausbruch des Kulall, welcher dessen Südwestseite spaltete und die Senke im Süden des Rudolf-Sees verlegte, mag den See in zwei Theile getrennt haben. Der südliche Theil, die heutige Sükuta-Salzsteppe, musste, da er darauf hin von den hauptsächlich im Norden mündenden Zuflüssen getrennt war, nothwendiger Weise vertrocknen, während der nördliche Theil des Seebeckens nunmehr zu klein wurde, daher solange überfluthen und sich ausbreiten muss, bis die Wasseroberfläche gross genug ist, um durch Verdunstung dem Zuflusse die Waagschale halten zu können. Für diese Annahmen würde schliesslich auch das Vorhandensein thätiger Feuerherde am Fusse der Querkette sprechen.

60 km östlich vom Nordende des Rudolf-Sees befindet sich ein zweites selbstständiges Seebecken, der Stephanie-See. Sein Flächeninhalt beträgt 900—1000 km²; sein Niveau liegt in 530 m Meereshöhe. Das Seebett scheint in einer Seitenfurche der Senke zu liegen, welche im Süden durch den Steilabfall des Plateaurandes, im Osten durch die Trr-Berge und im Westen von der Amarr-Kette umrahmt ist; letztere bildet die nahe westlich vom Stephanie-See verlaufende Wasserscheide zwischen den beiden Seen.

Der Stephanie-See hat sicher keinen Abfluss und soll nur einen einzigen Zufluss im Norden erhalten. Die Umgebung des Sees ist vulkanisch; seine Ufer sind flach, im Osten und vielleicht auch im Norden mit Schilf bewachsen, sonst rein. Die ganz ebene Landschaft in seinem Süden ist ein alter, vielfach noch vegetationsloser Seeboden. Der See scheint sehr seicht und im raschen Rückgange begriffen zu sein; dafür sprachen sowohl aufgefundenen Anzeichen, wie die Aussagen der Eingebornen. Unser Führer, ein Burkenedji und Bewohner der südlichen Trr-Berge, war 5 Jahre vom See abwesend gewesen, als er denselben mit der in Rede stehenden Expedition wieder sah, und konnte zu seinem Erstaunen constatiren, dass das Südufer während dieser Zeit um ungefähr 500 m zurückgetreten war. Das Wasser des Sees ist untrinkbar, salzig; Salzkrusten fanden sich indessen an seinen Ufern wohl wegen der herrschenden Regenzeit nicht vor. Der See ist von Fischen reich bevölkert und beherbergt auch zahlreiche Krokodile; von Flusspferden wurden hingegen selbst Spuren nicht beobachtet.

Beweise, welche für ein einst bedeutend höheres Seeniveau sprechen, finden sich auf den südlichen schroffen Hängen, in 20—30 m relativer Höhe, in Gestalt zahlreicher, stark inkrustirter Etherienschalen; solche finden sich nur in diesen höheren Lagen und nirgends in den tieferen Zwischenschichten.

Andererseits fehlt jedes ursächliche Moment, welches zu einer Erklärung des augenscheinlich rasch vor sich gehenden Austrocknens des Sees führen könnte.

DIE GROSSEN VULKANE AN DER OSTSEITE DES GRABENS.

II Meru vom See Balbal aus.

III Kenia vom Ndorolager aus, 15. Oktober 1887.

IV Doenje lol deika (Zopfberg) mit dem Kenia vom Lager des 19. XI 1887 aus.

V Kulall Berg vom Lagerplatze des 9. März 1888 aus.

I Kilimandscharo vom Lagerplatze des 19. Juli 1887 aus.

v. Höhnel del.

WÄNDE DES GROSSEN GRABENS.



I. Die Ostseite des Graben - Randes vom Lagerplatze des 31. Dezember 1887 aus gesehen.



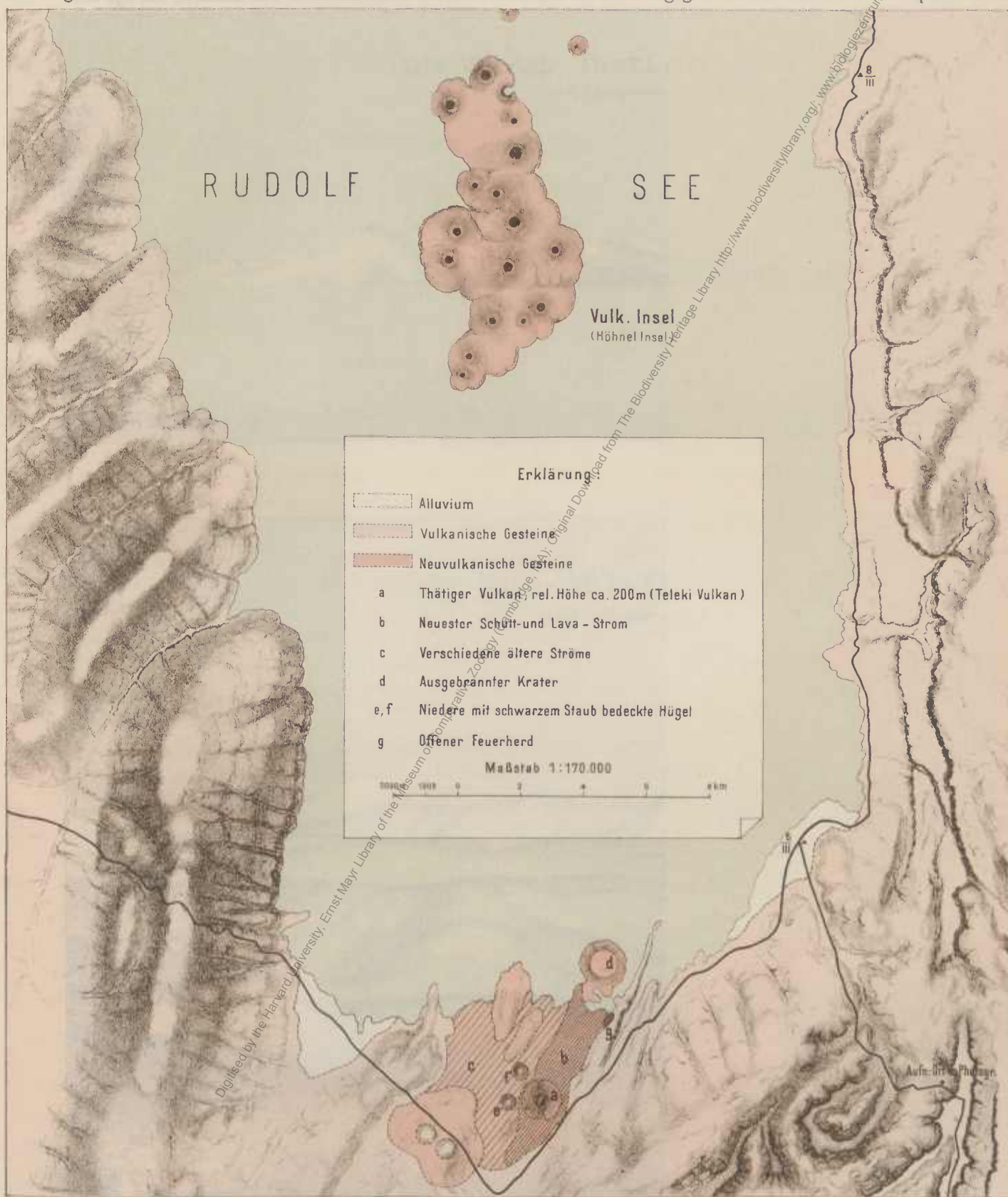
II. Die Westseite des Graben - Randes vom Lagerplatze des 24. Dezember 1887 aus gesehen.



III. Die Ostseite des Graben - Randes von Klein Njemss aus gesehen.



IV. Die Westseite des Graben - Randes von Klein Njemss aus gesehen.



Druck des k. u. k. milit. geogr. Institutes, Wien.

Denkschriften d. kais. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Classe Bd. LVIII.

DIE VULKAN - INSEL (Höhnel Insel) IM RUDOLF SEE

vom Lagerplatze des 8. März 1888 aus gez.



DAS SÜD - OST - ENDE DES RUDOLF-SEES

nach der phot. Aufnahme vom 6. März 1888.



II. Theil.

Über Gesteine aus dem Gebiete zwischen Usambara und dem Stefanie-See,

nebst einem Anlange:

Über Gesteine aus Schoa und Assab

von

August Rosiwal,

Assistent der Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie an der k. k. technischen Hochschule in Wien.

(Mit 4 Lichtdrucktafeln.)

Herr Professor Dr. Franz Toula übergab mir im Frühjahr 1889 das von Herrn k. und k. Linien-schiffs-lieutenant L. v. Höhnel während der Expedition des Grafen Samuel Teleki 1886—1888 in Ostafrika gesammelte mineralogisch-petrographische Material zur Bestimmung, um auf Grund desselben etwaige Detailangaben auf der von ihm zu entwerfenden geologischen Karte des durchreisten Gebietes machen zu können.

Leider konnte der Zweck, bestimmte Verbreitungsgebiete der einzelnen mitgebrachten Gesteinsarten zu verzeichnen, aus dem Grunde nicht erreicht werden, weil das unter so überaus schwierigen Verhältnissen aufgesammelte und transportirte Gesteinsmaterial dazu nicht ausreichend war. Statt dessen musste die von Herrn Schiffs-lieutenant v. Höhnel in der Karte markirte Fundortangabe genügen, und wurden die zur Darstellung gebrachten geologischen Horizonte auf die Unterscheidung der altkrystallinischen Schieferregion von jener der neuvulkanischen Eruptivgebiete beschränkt. Die Abgrenzung dieser Gebiete wurde auf der diesen Abhandlungen beigegebenen geologischen Kartenskizze¹ von den Herren Professor Toula und v. Höhnel gemeinsam vorgenommen.

Nur an zwei Stellen fand eine Ausscheidung klastischer sedimentärer Gesteine statt: In der bekannten² Zone „metamorpher“ Sandsteine im SO des Kilimandseharo und am Ostufer des Rudolf-Sees.

Trotz dieser Vereinfachung der für die Karte erforderlichen Arbeiten wurde das rein petrographische Interesse an der möglichst eingehenden Durchforschung der mitgebrachten Gesteinstypen in mir umso reger, als es sich hier um Vorkommen handelte, welche nicht nur zum Theile einem bisher völlig unbekannten Theile unserer Erde entstammen, sondern welche auch Gebieten entnommen sind (z. B. die Schiefer der Küstenregion), über deren Gesteinsmaterial mit wenigen Ausnahmen kaum mehr als die ersten dürftigen, auf makroskopischer Bestimmung fassenden Angaben vorliegen. Nur die Gesteine des Kilimandseharo (Sammlung Dr. H. Meyer), sowie jene Dr. Fischer's aus dem Massai-Lande fanden bisher, erstere durch J. Shearson Hyland, letztere durch O. Mügge, eine auf der Höhe der heutigen lithologischen Wissenschaft stehende Bearbeitung.

Es wuchs damit die vorliegende Arbeit weit über den ursprünglichen Rahmen hinaus, und ich verdanke die Ermöglichung ihrer Durchführung in erster Linie Herrn Professor Toula, welcher mir nach jeder Richtung seine Unterstützung angedeihen liess und mir alle Mittel und Behelfe der Lehrkanzel zur Verfügung stellte.

Eine wesentliche Ergänzung und Erweiterung des zur Bearbeitung vorhandenen Materials verdanke ich Herrn Professor Sness durch die Übermittlung einer Suite von Gesteinsproben, welche derselbe durch Prof. Dante Pantanelli in Modena erhielt, und welche von Vicenzo Ragazzi aus Süd-Abessinien mit-

¹ F. Toula, Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika. III. Theil.

² Thornton, a. a. O. p. 449; Sadebeck a. a. O. und Karte; Tenne a. a. O. S. 2.

gebracht wurden. Dadurch war es möglich, die v. Höhnel'schen Aufsammlungen in Vergleich zu bringen mit Materialien, welche dem nordwärts davon gelegenen grossen Eruptivgebiete entstammen und — sehr bemerkenswerther Weise — in einer Reihe von Fällen geradezu identische Typen nachzuweisen. Die Besprechung dieser Gesteine erfolgt in einem speciellen Anhange am Schlusse der v. Höhnel'schen Reihe.

Ähnlich so, wie ich es in meiner Arbeit über die krystallinischen Gesteine des centralen Balkan¹ gethan hatte, wurde auch in der vorliegenden Abhandlung ein Hauptgewicht auf die mikrochemische Controle (nach Bořický) der auf optischem Wege erhaltenen Resultate, insbesondere bei der Feldspathdiagnose gelegt, und kann ich der Zuverlässigkeit jener Methode auf Grund dieser langen Reihe neuerlicher Versuche nur das glänzendste Zeugniß ausstellen.

Über die Anordnung des ganzen Stoffes sei bemerkt, dass auch hier die Reihenfolge der Gesteine nach den Touren der Graf Teleki — v. Höhnel'schen Expedition festgehalten wurde, um aus den auf der Routenlinie entnommenen Fundpunkten sofort ohne Benützung eines Index die betreffende Gesteinsart zu finden. Die dadurch als Ergänzung notwendig gewordene „Systematische Übersicht“ wurde als Einleitung an die Spitze gestellt, während ein Literaturverzeichnis den Beginn und eine tabellarische, nach geographischen Principien geordnete Zusammenstellung aller bisher erwähnten oder beschriebenen, auf ostafrikanisches Gebiet Bezug habenden Gesteinsvorkommnisse den Schluss bilden soll.

Ich spreche schliesslich noch den Dank aus an die Herren: k. n. k. Schiffslieutenant L. v. Höhnel, welcher mich durch vielfache mündliche Mittheilungen über die Art des Auftretens und das Vorkommen der von ihm gesammelten Gesteine verpflichtete, ferner Custos Dr. F. Berwerth vom k. k. Hofmuseum für die Ueberlassung von Vergleichsmaterial aus der mineralogischen Sammlung, sowie Herrn Director Dr. J. M. Eder und Herrn Hauptmann F. R. v. Reisinger der k. k. Lehr- und Versuchsanstalt für Photographie und Reproductionsverfahren, deren Bestrebungen auch das schwierigste Material in die Form eines druckfähigen Negativs zu fassen, das Werk seinen Tafelschmuck verdankt. Die mikrophotographische Aufnahme eines recht schwierigen, weil brannroth durchsichtigen Objectes (Taf. I, Fig. 4) verdanke ich dem Herrn Ingenieur F. Hartwich, welcher hierbei orthochromatische Trockenplatten und das gewöhnliche Licht eines Gasrundbrenners zur Anwendung brachte.

I. Literatur über das südliche Gebiet.

(Deutsch-Ost-Afrika und das Territorium der Graf Teleki'schen Expedition.)

1862. Thornton. On the geology of Zanzibar. Quarterly journal XVIII. 1862, p. 447.
1863. Rose G. Beschreibung der von Herrn von der Decken gesandten Gebirgsarten aus Ost-Afrika, grösstentheils vom Fusse des Kilimandjaro. Zeitschr. f. allgem. Erdkunde. Berlin. Bd. XIV, S. 245.
1864. Roth, Dr. R. Beschreibung der 2. Reihe der von Herrn von der Decken aus der Gegend des Kilimandjaro mitgebrachten Gebirgsarten. Ebenda. Bd. XV, S. 543.
1878. Beyrich. Über Hildebrandt's geologische Sammlungen von Mombassa. Monatsberichte der Berliner Akademie. 1878. S. 767.
1879. Hildebrandt J. M. Von Mombassa nach Kitui. Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin. 1879. Bd. XIV, S. 241.
1879. Sadebeck A. Geologie von Ost-Afrika. II. Geologie des Äquatorialgebietes. Baron Claus von der Decken's Reisen in Ost-Afrika. Bd. 3, Abth. III, S. 23. Mit geologischer Übersichtskarte.
- 1884/85. Fischer Dr. G. A. Bericht über die im Auftrage der Geographischen Gesellschaft in Hamburg unternommene Reise ins das Massai-Land. II. Begleitworte zur Original-Routenkarte. (Mittheilungen d. Geogr. Ges. in Hamburg. 1882—83, S. 189.) III. Dr. G. A. Fischer's wissenschaftliche Sammlungen. A. Untersuchung der von Dr. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes von Dr. O. Mügge. Ebenda, S. 238.
1886. Mügge O. Über einige Gesteine des Massai-Landes. Neues Jahrbuch für Mineralogie und Geologie. IV. Beilageband, S. 576.
1885. Thomson J. Durch Massai-Land. Forschungsreise in den Jahren 1883 und 1884. Deutsch von W. v. Freedon. Leipzig 1885. Mit topographischer und geologischer Karte. (Man vergl. Geological notes im Index.)

¹ Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften, Bd. LVII, 1890.

- 1885/86. Bonney T. G. Report on the rocks, collected by H. H. Johnston Esq. from the upper part of the Kilima-Ndjarö massif. Rep. of the Brit. Ass. f. the advancement of science. Aberdeen 1885. S. 682.
1886. Johnston H. H. Der Kilima-Ndjarö. Leipzig 1886. (Auf S. 306 gibt Bonney eine ganz kurze Aufzählung der von Johnston gesammelten Stücke.)
1886. Schmidt C. W. Über das Gebirgsland von Usambara. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1886. 38. Bd., S. 450.
1886. Graf Pfeil. Die Erforschung des Ulanga-Gebietes. Petermann, Mittheilungen, 1886, 32. Bd., S. 353.
1887. Ebert Th. Skizze der geologischen Verhältnisse Deutsch-Ost-Afrika's und der angrenzenden Gebiete. Colonial-politische Correspondenz 1887, Nr. 8. Berlin.
1888. Hatch F. H. On a Hornblende-Hypersthen-Peridotite from Losilwa, a low hill in Taweta district, at the S-foot of Kilimandjaro, E-Africa. Geolog. Magaz. New Ser. Dek. III, t. 5, p. 257.
1889. Hyland J. Shearson. Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. Tschermak, Min. petr. Mittheilungen. Bd. X, S. 203.
1890. Pigott J. R. W. Journey to the Upper Tana 1889. Proceed. of the Roy. Geogr. Soc. March 1890. (Vol. XII, Nr. 3.) S. 129. Mit Karte und geolog. Angaben darauf.
1890. Schleicher A. W. Der grosse Süden. Deutsche Colonialzeitung 1890, S. 79 und Fortsetzung.
1890. v. Höhnel L. Bergprofil-Sammlung während Graf S. Teleki's Afrika-Expedition 1887—1888. Als Manuscript gedruckt im k. u. k. milit.-geogr. Institute zu Wien. Mit Karte 1:1,370.000.
1890. v. Höhnel L. Ost-Äquatorial-Afrika zwischen Pangani und dem neu entdeckten Rudolf-See. Petermann's Mitth. 1890. Ergänzungsheft, Nr. 99. Mit Karte 1:750.000.
1890. Tenne, Dr. C. A. Die Gesteine des Kilimandscharo-Gebietes. Anhang zu Dr. H. Meyer's Werk über die dritte Reise und seine mit Prof. Purtscheller ausgeführte Besteigung des Kilimandscharo. „Afrikanische Gletscherfahrten.“

2. Literatur über das nördliche Gebiet.

(Abessinien, Schoa u. s. w.)

1846. Rochet d'Héricourt. Observations géologiques recueillies en Égypte, sur la mer Rouge, le golf d'Aden, le pays d'Adel et le royaume de Choa. Bull. d. l. Soc. géol. de France, 2. sér., t. III, 1846, p. 541.
1869. Sadebeck A. Geognostische Skizze der Umgegend von Axum und Adoa im südlichen Tigré. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1869. Bd. IV, S. 347 (mit der Schimper'schen Karte (Taf. V)).
1870. Blanford W. T. Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia, made during the british expedition in 1867—1868. London 1870. (Mit geolog. Karte.) Auszug davon in: The Quarterly Journal, 1869. Vol. XXV, p. 401, worin die Literaturangaben über Rochet d'Héricourt, Ferret und Galinier, Dr. Rüppell u. A.
1879. Sadebeck A. Geologie von Ost-Afrika. I. Geologie des blauen und weissen Nil-Gebietes und des abessinischen Hochlandes. Mit geolog. Übersichtskarte. Baron Claus von der Decken's Reisen in Ost-Afrika. 3. Bd., III. Abth., S. 5. Dasselbst finden sich auch die Literaturangaben der älteren Autoren: Steudner, Rohlf's, Markham, v. Heuglin, Rochet d'Héricourt und Dufrenoy, Schweinfurth, Werne, Hartmann, Russegger, Schimper, Gumprecht, Krapf u. s. w.
1883. Bonney T. G. On a collection of rock-specimens from the Island of Socotra. Philosophical Transactions 1883, p. 273.
- 1885/86. Aubry A. Observations géologiques sur les Pays Danakils, Somalis, le Royaume du Choa et les Pays Gallas. Mit geolog. Karte. Bull. de la Soc. géol. de France (3 S.), t. XIV, p. 201. Sowie: Arch. des missions scientifiques et litt. Sér. 3, Bd. XIV (1887—1888), p. 457.
1886. Michel-Lévy A. Sur une tépélite néphélinique de la vallée de la Jamma (Royaume du Choa). Comptes rendus, t. 102, p. 451.
1886. Pantanelli D. Rocce di Assab. Memorie della Società Tosc. di Scienze Naturali. Pisa. Vol. VII, p. 29.
1886. Ricciardi L. Sulla composizione chimica delle rocce vulcaniche di Assab. Boll. Soc. geol. ital., t. 5, p. 57; Gazzetta chimica ital., t. 16.
1887. Ragazzi V. Una visita al vulcano Dofane. Bollet. della Società geogr. ital. Ser. II, vol. XII, p. 344.
1887. Paulitschke Ph. Begleitworte zur geologischen Routenkarte von Zejla bis Bia Woraba. Mittheil. d. k. k. geogr. Gesellsch. in Wien 1887, S. 212. Karte mit der Tour Paulitschke's und Capt. King's.
1887. Cecchi A. Da Zeila alle frontiere del Caffa. Roma 1887. Loescher.
1887. Grattarola G. Campioni di Minerali e Rocce raccolti dal Cap. A. Cecchi. In obigem Werke, 3. Bd., XI. Theil, p. 503.
1888. Dalla Vedova G. Carta originale della regione tra lo Scioa ed Harar 1:1,000.000 (Ragazzi's Tour). Bolletino della Soc. geogr. ital. Ser. III, vol. I, fasc. 1.
1888. Pantanelli D. Note geologiche sulla Scioa. Processi verbali della Società Toscana di Scienze Naturali. Pisa, Vol. 6, p. 164.
1888. Raisin, Miss C. A. On some rock-specimens from Somali-Land. Geol. Magaz. New series. Dek. III, t. 5, p. 414. Von Capt. King's Expedition von Zeila nach dem Eilo-Berge. (Vergl. Paulitschke's Routenkarte.)
1888. — On some rock-specimens from Socotra. Ibidem p. 501. Literaturangaben: F. Burton, Dr. A. T. Rochebrune.

Systematische Übersicht

der im Nachstehenden behandelten ostafrikanischen und abessinischen Gesteine.

A. Granit und krystallinische Schiefer.¹

Mikroklin-Granit:

Marsch am 18. November 1887. Guasso Njuki; Kenia NW. (11) 31[475]

Gneisse:

1. Oligoklas-Mikroklin-Gneiss (Granit-Gneiss). — Flussbett des Guasso Nyiro. (13) 33[477]
2. Biotit-Granit-Gneiss. — Von ebenda. (12) 33[477]
3. Zweiglimmer-Gneiss. — Ulu Iveti, Ukambani. (10) 31[475]
4. Biotit-Oligoklas-Gneiss. — NW-Fuss der Loroghi-Kette. (16) 35[479]
5. Biotit-Oligoklas-Gneiss (Apatit-Gneiss). — Guasso Nyiro-Fluss (N von Kenia); zweiter Theil der verfolgten Route. (15) . 34[478]
6. Amphibol-Biotit-Oligoklas-Gneiss. — Von ebenda. (14) 34[478]
7. Amphibol-Gneiss. — Am Wege von Mruasi nach Korogwe. (4) 28[472]
8. Amphibol-Granulit Var. C (Amphibol-Gneiss). — Pare maboga Sudd. (Marsch am 10. III. 1887). (6) 27[471]
9. Hypersthen-Anomit-Plagioklas-Gneiss. — Aus dem Flussbette des Pangani zwischen Korogwe und Manlui. (5) . . 28[472]

Granulite:

1. Gneiss-Granulit. — Zwischen Kwa Fungo und Mruasi. (3) 27[471]
2. Oligoklas-Granulit. — Findling längs des Nordhanges der Ssogonoj-Kette. (9) 30[474]
3. Granulit. — Am Wege von Kitifu nach Mbaruk. (1) 26[470]
4. Amphibol-Granulit Var. A. — Am Wege zwischen Lewya und Kwa Fungo. (2) 26[470]
5. Var. B (Amphibol-Hypersthen-Granulit). — Von ebenda. (2) 26[470]
6. Var. C (Amphibol-Gneiss). — Siehe oben. (6) 27[471], 29[473]

Amphibolite:

1. Amphibolit Var. A. — Zwischen Loroghi-Kette und Nyiro-Berg. (17) 36[480]
2. Var. B (Aktinolithschiefer). — Barasalöj. (17) 36[480]
3. Granat-Amphibolit (Diorit-Amphibolit). — Nordabhang der Ssogonoj-Kette (südlich vom Meru-Berge, längs des Rongo-Flusses. (8) 29[473]
4. Hypersthen-Augit-Amphibolit. — Weg von Kisingo zum Südufer des Djipe-Sees. (7) 29[473]
5. Amphibol-Epidot-Schiefer. — Nyiro-Berg. (18) 37[481]
6. Anorthit-Diorit-Schiefer. — Doenje Erok in Turkana. (19) 38[482]

B. Jüngere Eruptivgesteine.

Trachytische Gesteine:

- Quarztrachyt (Fels-Liparit). — 1. Zwischen Rudolf- und Stefanie-See. (XXV) 66[510]
2. Torrente Dhocattu, Schoa 72[516]
- Fels-Liparit (Pantellerit). — Torrente Gherba 81[525]
- Trachyt (Quarz-Trachyt). — Kikuyu. (VI) 46[490]
- Phonolithischer Trachyt. — Gherba Soddé und zwischen Antotto und Menagheseia 79[523]
- Andesitischer Trachyt. — Zwischen Nyiro-Berg und dem Südufer des Rudolf-Sees. (XXII) 63[507]
- Rhyalotrachyt (Pantellerit). — Torrente Gherba 81[525]
- Vitrophryscher Augit-Trachyt (Pantellerit). — Zwischen Let Marefia und Cobbo 74[518]
- Obsidiane. — 1. Pfeilspitze, Leikipia-Abfall; Lare nach Njemss 67[511]
2. Doenje Erok la Kapotéi 67[511]

Tuffe:

- Sanidin-Trachyt-Tuff. — Von Kiwass zum Kerio-Fluss. (XX) 62[506]
- Trachyt-Tuff. — 1. Zwischen Ngare dabasch (Kulall-Berg) und Rudolf-See. (XXIV) 65[509]
2. Gherba Soddé 80[524]
- Trachytischer (?) Tuff. — Nodoro-Nairotia; Kenia-Gebiet. (XIII) 58[502]
- Andesitischer Trachyt-Tuff (Pechsteinbreccie). — Torrente Giacea, Filoa 83[527]

¹ Die Zahlen oder Buchstaben in () geben die Reihenfolge im Texte, sowie die Ortsbezeichnung auf der geologischen Karte Professor Toulas's (III. Theil).

Phonolithe:

Hornblende-Phonolith. — Magsuru Fluss; Mern-Berg. (IV)	43 [487]
Anorthoklas-Phonolith. — Plateau am W-Fusse des Kenia (Ndoro-Lager). Zwei Varietäten. (VIII)	47 [491]
Phonolith. — 1. Kenia-Spitze. (X)	54 [498]
2. Ndoro-Nairotia; Kenia-Gebiet. (XII)	57 [501]
3. Oberlauf des Guasso Narok (Ururo), Laschau; Findling. (XIV)	58 [502]
4. NW-Fuss der Lorogli-Kette. (XVIII)	61 [505]
5. Suk-Berg. (XXI)	63 [507]

Andesite:

Augit-Andesit. — 1. Kenia. (IX a)	52 [596]
2. Baringo-See Ost; nach Njemss. (XVI)	60 [504]
Augit-Andesit (Chlorophäit-Mandelstein). — Entro il Giacca, Filoa	82 [526]
Hyalandesit (Andesit-Pechstein). — Kenia. (IX b)	53 [497]
Andesit (?). — Kiwass (Suk). (XIX)	62 [506]
Andesit-Tuff. — Baringo-See Ost; am Fusse des Leikipia-Plateaus. (XVII)	61 [505]

Basalte:

Olivinführende Basalte:	
1. Zeolithisirter Basalt. — Kikuyu-Gestein. (VII)	47 [491]
2. Var. A. (Feldspathbasalt). — Settima-Berge; Ndoro-Nairotia; Kenia-Gebiet. (XI)	55 [499]
3. Var. B. (Olivinbasalt). — Von ebenda. (XI)	56 [500]
4. Var. A. (Augitreicher Basalt). — Leikipia-Abfall; Lare nach Njemss. (XV)	59 [503]
5. Var. B. (Olivinbasalt). — Von ebenda. (XV)	59 [503]
6. Olivinführender Feldspathbasalt. — Zwischen Let Marefia und Gobo	75 [519]
7. Olivin-Feldspath-Basalt. — Let Marefia	75 [519]
8. Olivinbasalt. — Ankober.	78 [522]
9. Schlackige Basalt-(Feldspathbasalt)-Lava. — Monte Sella, Assab	86 [530]
Hypersthenbasalt:	
1. Var. C. Schlackiger Basalt. — Settima-Berge; Ndoro-Nairotia, Kenia-Gebiet. (XI)	56 [500]
2. Let Marefia	76 [520]
Quarzbasalt:	
Vitrophyrische Olivinbasalt-Lava (Quarz-Basalt [Diller]). — Bei Addele (Hadele) Gubo	84 [528]
Vitrophyrischer Basalt:	
Vitrophyrische Basalt-Lava. — Teleki-Vulkan am Südeinde des Rudolf-Sees. (XXIII)	64 [508]
Hyalobasalt:	
Hyalobasalt-Tuff (Palagonit). — Let Marefia	77 [521]

Basanit:

Nephelin-Basanit. — Zwischen Wern-Wern und Kirerema; Kilimandscharo Süd. (I)	39 [483]
--	----------

Nephelinit:

Gerölle aus dem Magsuru-Bette am Mern-Berge. (V)	45 [489]
--	----------

Limburgit:

Kilimandscharo, von 9000' aufwärts. (II)	42 [486]
--	----------

C. Klastische Gesteine.

Basanit-Conglomerat. — Auf dem Wege von Klein-Aruseha nach Kaho. (II)	42 [486], 67 [511]
Quarzsandstein und Reibungsbröckle. — Torrente Dhocattu (Schoa, Süd-Abessinien)	73 [517]
Sandstein. Zwei Varietäten. — Ostufer des Rudolf-Sees. (a)	68 [512]
Tertiärer Sandstein. — Pangani-Mündung	68 [512]
Rothe Erde. — Ukambani (Nyveti). (b)	68 [512]

D. Chemische Sedimente.

Chalcedon. — Strand und Umgebung der Mitte des Ostufers des Rudolf-Sees. (13.—20. III. 1888). (c)	69 [513]
Brauneisenstein. — Rudolf-See Ostküste, Longendoti N. (17., 18. III. 1888). (d)	69 [513]
Calcit. — Nordabfall der Sogonoj-Kette. (e)	69 [513]
Kalk mit Mangan-Concretionen. — Ndoro-Lager am Fusse des Kenia. (f)	69 [513]
Quellensinter und Kalktuff. — 1. NW-Fuss des Kulallberges; 2. Hügel am Südeinde des Stefanie-Sees	70 [514]

E. Phytogene Bildungen.

Diatomeen-Schiefer. — Zwischen Ngare dabash (Kulall-Berg) und dem Rudolf-See. (11.—12. III. 1888). (g)	71 [515]
--	----------

4. Granit und krystallinische Schiefer.

Krystallinische Schiefer am Unterlauf des Pangang (1—6).

1. Granulit.

„Auf dem Wege von Kitifu nach Mbaruk. Längs des ganzen Weges liegt derselbe horizontal geschichtete, grosse Blöcke bloss.“¹

Ein grobkörniges, sehr quarzreiches Gesteinsstück, das viel braunen Granat in millimetergrossen meist abgerundeten Körnern, zum Theil aber auch mit kleinen Flächen von (110) enthält. Der weisse bis farblose Feldspath zeigt überall Zwillingsstreifung. Die am basalen Spaltbänntschliff beobachtete geringe Auslöschungsschiefe von $1^{\circ}3'$ ist nach dem Ergebnisse der Bořický'schen Probe jedenfalls negativ, so dass ein Glied der Andesin-Reihe vorliegt. Nur an einer Seite des gesammelten Stückes befanden sich einige Blättchen Muscovit, die offenbar den Übergang in benachbarte Gneisse markiren.

Die Mikrostruktur der Bestandtheile ist die normale. Die Quarze löschen trotz ihrer Grösse einheitlich (selten schwach undulös) aus; erwähnenswerth sind Reihen von Dampfporon von dihexaedrischer Gestalt in denselben, welche in der Regel grösser sind ($0.01—0.02\text{ mm}$), als die noch häufigeren Flüssigkeitseinschlüsse

2. Amphibol-Granulit.

„Auf dem Wege zwischen Lewua und Kwa Fungo liegt dieses Gestein sehr häufig in grossen Blöcken zu Tage, meist horizontal geschichtet.“

Var. *A*. Das erste der an zwei verschiedenen Stellen gesammelten Stücke ist nach den Gemengtheilen ein typischer Hornblendegranulit, dessen Hauptmasse durch das feinkörnige Gemenge von Feldspath und Quarz gebildet wird, neben welchem in gestreckten Zügen Säulchen schwarzer Hornblende und bis 3 mm grosse almandinrothe Granat-Körner als wesentliche Bestandtheile auftreten. Nur ganz spärlich bemerkt man unter der Loupe auch vereinzelte Blättchen von Biotit.

Der angefertigte Dünnschliff liess erkennen, dass — wie schon beim Betrachten unter der Loupe durch die überall sichtbare Zwillingsbildung zu erwarten stand — nahezu aller Feldspath triklin sei; es geht dies auch aus dem Umstande hervor, dass das Gesteinspulver, mikrochemisch geprüft, nur einen sehr geringen Kaliumgehalt aufwies, so dass die Gegenwart von Orthoklas ganz fraglich ist. Die Zwillingsbildung findet oft nach beiden Gesetzen statt und sehr häufig keilen die Lamellen der einzelnen Individuen vollständig aus, so dass manche Schliffe nur partiell die Streifung aufweisen. Die Methode Michel Lévy's (beobachtete Maximalschiefe symmetrischer Auslöschung $= 32^{\circ}$), sowie die Mikroanalyse sprechen für einen recht basischen Plagioklas etwa der Labradorit-Gruppe. Feldspath und Quarz sind ungefähr in gleicher Menge vorhanden; letzterer enthält viele Flüssigkeitseinschlüsse, hier auch mit beweglicher Libelle.

Die Granat-Durchschnitte zeigen häufige Krystallbegrenzung und enthalten Quarz, Hornblende und Magnetit als Einschluss (alle wirken energisch auf die Magnetnadel). Die Hornblende wird olivengrün durchsichtig und zeigt auffallend starke Absorption und Pleochroismus; auch sie enthält häufig den Magnetit, der auch im Feldspath-Quarzgemenge in einzelnen Körnern accessorisch auftritt. Von anderen Accessorien ist nur noch spärlicher Apatit zu erwähnen. Biotit kam im Dünnschliffe seiner Seltenheit wegen gar nicht vor.

Var. *B*. (Amphibol-Hypersthen-Granulit).

Auch bei dem zweiten Stücke überwiegt noch das feinkörnige Quarz-Feldspathgemenge über die farbigen Bestandtheile. Die Strukturverhältnisse liegen ganz ebenso wie bei der vorigen Varietät, doch tritt in den

¹ Die Ortsangaben sind durchwegs nach den v. Höhnel'schen Begleitzetteln angeführt.

Gemengtheilen ein wesentlicher Unterschied auf: die Stelle des hier fehlenden Granates nimmt ein makroskopisch dunkelbraun erscheinendes Augitmineral ein, das neben und mit der Hornblende häufig auftritt, doch ist seine Korngrösse zu gering, um selbst unter der Loupe eine Bestimmung zu gestatten. Ausserdem verräth sich viel Magnetit durch die lebhafte Ablenkung der Nadel.

Die Untersuchung zweier Schiffe förderte bezüglich der Beschaffenheit des Quarzes und Plagioklases ganz congruente Eigenschaften wie im vorigen Gesteine zu Tage. Beide Bestandtheile erscheinen makroskopisch gelb, was durch häufige, zarte, von Limonit erfüllte Klüfte verursacht wird. Die mikrochemische Probe stellt den Plagioklas als Andesin (ungefähr $Ab_1 An_1$) fest.

Die Hornblende zeichnet sich hier ebenfalls durch ihre aussergewöhnlich starke Absorption aus, welche parallel zu c und b fast Dunkelheit erzeugt (durch dunkelolivengrün in beiden Lagen), während a = gelbgrün erscheint. Es konnte auch in einem Querschnitte eine Parallelverwachsung — die Spaltrisse nach (110) setzten ununterbrochen hindurch — mit einer anderen Hornblendecart beobachtet werden, welche im Centrum lag und ganz abweichende Axenfarben gab. Es war b = grüngelb, a = tief blaugrün; im nicht polarisirten Lichte dagegen zeigte sich gar kein Farbenunterschied.

Das die Hornblende begleitende Augitmineral wurde durch seinen lebhaften schönen Pleochroismus, dessen Farbentöne zwischen meergrün und fleischroth liegen, sowie durch die gerade Auslöschung parallel zu seinen Längsrissen und die Prismenwinkel der Querschnitte als Hypersthen¹ erkannt. Er ist wie die Pyroxene der krystallinen Schiefer zumeist, einschlussfrei. Neben dem Hypersthen kommt noch ein hellblaugrün durchsichtiger, fast gar nicht pleochroitischer monokliner Augit vor, dessen beträchtliche (bis 40°) Auslöschungsschiefe ihn von dem der Farbe im gewöhnlichen Lichte nach recht ähnlichen Hypersthen leicht unterscheidet. Ein Bild der Vertheilung und Charakteristik der Bestandtheile gibt Fig. 1 auf Taf. I. Accessoria wie in der Var. A; der Erzgehalt ist noch grösser, indem die Magnetite bis 1 mm Ausdehnung erreichen.

In benachbarten Gebieten kommen einerseits Gesteinstypen vor, welche die Charaktere der beiden vorstehenden Granulit-Varietäten vereinigen, andererseits solche, welche durch Zunahme der Hornblende in Amphibolgneisse übergehen.

Ein schönes Belegstück für den ersteren Fall wurde weiter landeinwärts gesammelt und sei als

Var. C hier angereicht. (6.)

„Pare maboga S, Marsch am 10. III. 1887.“

Das wenig schiefrige, fast massig ausschende Gesteinsstück besitzt eine dunkle Färbung durch seinen Reichthum an Hornblende- und Augitmineralen und ist von gröberem Korn (bisweilen bis 3 mm wachsend) wie die vorbesprochenen beiden Varietäten. Die farbigen Bestandtheile sind nicht lagenweise abwechselnd, sondern ganz gleichförmig in meist unregelmässiger Stellung durcheinander gelagert. Schon makroskopisch können neben Quarz und Plagioklas auch Hornblende, Hypersthen und Granat unterschieden werden. Im Dünnschliffe findet man auch noch den monoklinen Augit der Var. B in hellbläulichgrünen Durchschnitten. Hypersthen ist recht häufig, Granat dagegen seltener. Accessoria wie in Var. B.

Abweichend davon ist ein anderes Stück, welches als

3. Gneiss-Granulit

bezeichnet werden mag und „zwischen Kwa Fungo und Mruasi gesammelt wurde, aber auch häufig von der Küste her in grossen Blöcken frei liegt“.

Die Schieferung durch Parallellage der farbigen Bestandtheile, sowie durch das Auftreten der lagenförmigen Quarz-Linsen wird ausgesprochener, wie in den früheren Typen. Dagegen bleibt auch hier der Gehalt an Orthoklas, wenn die Spuren von K in den Kieselflussssäureproben und spärliche, getrübbere Feldspath-durchschnitte überhaupt darauf zu schliessen erlauben, ein minimaler. Die Hauptmasse der Feldspathe ist

¹ Im Massai-Lande häufig in den krystallinen Schiefen gefunden. Man vergl. Mügge a. a. O. S. 581: Gneiss vom Pare-Gebirge. Siehe auch die folgenden Gesteinstypen.

wieder (mikrochemisch bestimmt) Andesin. Das Korn wird in einzelnen Lagen gröber und die Hypersthene einige Millimeter gross. Hier nehmen sie auch den gewöhnlichen, brannen, einschliessreichen Habitus an. Neben dem Hypersthen kommt zugleich Granat vor, jedoch in geringer Häufigkeit. Durch den stellenweisen Eintritt von Biotit in grösseren Blättchen variiert dieses Gestein noch mehr nach den Gneissen hin.

Die zweite der erwähnten Übergangsformen:

4. Amphibol-Gneiss,

„auf dem Wege von Mruasi nach Korogwe“

gesammelt, enthält noch immer vorwiegend das hier durch zarte, limoniterfüllte Klüfte lichtbräunlichgelb gefärbte, durchwegs sehr feinkörnige (wenige Zehntelmillimeter) Feldspath-Quarz-Gemenge. Die fest zusammenhängenden, ca. 1—2 mm von einander entfernten, parallelen Lagen der schwarzgrünen Hornblende bedingen die deutliche Schieferung. Im Hauptbruche erkennt man, dass die Hornblende zum Theil beträchtlichere Dimensionen (bis 4 mm) erreicht.

Die Untersuchung des Schliffes ergab für die Plagioklase nur geringe symmetrische Auslöschungsschiefen, also Stellung zum Oligoklas, was mikrochemisch bestätigt wurde, ebenso wie die Gegenwart von Orthoklas, dessen Durchschnitte durch ihre beginnende Kaolinisirung kenntlich sind. Andere Bestandtheile, als makroskopisch sichtbar waren, wurden nur accessorisch gefunden: Häufiger Apatit, sowie schwarzes Erz in Körnern, das jedoch in Handstücken gar nicht auf die Magnetenadel wirkt, endlich auch Zirkon in selbstständigen, bis 0.3 mm grossen Säulehen.

5. Hypersthen-Anomit-Plagioklas-Gneiss.

Im Anschlusse an die im vorstehenden besprochene Granulit- und Gneissgruppe aus dem Küstengebiete ist ein Gestein zu erwähnen, das

„aus dem Flussbette des Pangani zwischen Korogwe und Maului“

herrührt und als ganz auffallend bezeichnet werden muss, weil es schon makroskopisch sofort erkennbaren Hypersthen in grossen bis 2 cm messenden Individuen enthält, also wahrscheinlich aus dem Zuge jener Gesteine stammt, welche G. Rose¹ aus der Gegend von Taweta (Hügel zwischen Taweta und dem See Djipe) als massige, olivinführende Hyperstheneite beschrieb, offenbar eine jener linsenförmigen Einlagerungen von Gabbrogesteinen in dem Zuge der Schiefer, wie sie von Beeke² im niederösterreichischen Waldviertel so oft constatirt wurden. Unser Stück weist nun, wenn auch keine ausgesprochene Schieferung, so doch die, durch die beiläufige Parallellagerung der Glimmerblättchen von Naumann³ als körnig-schuppig bezeichnete Gneissstruktur auf. Dabei vollzieht sich im Handstücke ein Lagenwechsel, wodurch das mittelkörnige, durch reiche Glimmerführung (in grossen Blättchen) dunkle Gestein in eine nur aus Quarzlinsen, Feldspath und den grossen Hypersthenen bestehende grobkörnige, hellere Ausbildungsform übergeht. Dort sind auch grössere Ausscheidungen von schwarzem, glänzendem Erz, das durch seinen mangelnden Magnetismus und die dunkle Strichfarbe (Unterschied von Eisenglanz, woran es dem Aussehen nach lebhaft erinnert) zu Titaneisen gestellt werden muss.

Bezüglich der Beschaffenheit einzelner Bestandtheile sei Folgendes bemerkt. Der Feldspath wurde auch hier mikrochemisch als durchwegs dem Plagioklas, und zwar Oligoklas bis Andesin, angehörend bestimmt. Die Gegenwart von Orthoklas, selbst in Spuren, wurde in allen 12 untersuchten Proben negirt.

Der Glimmer wird braun durchsichtig und ist sehr rein in seiner Substanz. Untersuchte Spaltblättchen lieferten leicht eine genaue Schlagfigur, öffneten im convergenten Lichte jedoch nur ganz wenig das Axenkreuz, doch immerhin deutlich genug, um die Art des Glimmers als Anomit feststellen zu können.

¹ Zeitschrift f. allgem. Erdkunde. Berlin. Neue Folge, 14. Bd., S. 245—246.

² Tschermak, IV, S. 322.

³ Geognosie, I, S. 546.

Der Hypersthen zeigt die nelkenbranne, auf den Spaltungsflächen metallisch schillernde, bekannte typische Beschaffenheit. Makroskopisch bemerkt man noch millimetergrosse Säulchen (110). (100) von braunem Zirkon auf einer abgewitterten Fläche.

Die Untersuchung eines Dünnschliffes ergab auch die Anwesenheit von Diallag, welcher deutlich durch die Streifung seiner Längsschnitte, sowie die 40° erreichende Auslöschungsschiefe parallel zur Fläche (010) erkannt werden konnte; auch er beherbergt die bekannten Blättchen-Einschlüsse, wie der Hypersthen. Ausserdem findet sich noch Hornblende, deren Menge jedoch derjenigen der anderen Bäsileate nachsteht, und welche durch ihre Axenfarben $b = \text{dunkelbraun}$, $a = \text{gelbgrün}$ auffallend ist, sowie wider Vermuthen häufig Granat in unregelmässig begrenzten, oft schwarzes, unmagnetisches Erz umschliessenden Körnern. Accessorisch tritt noch Apatit hinzu.

In dem untersuchten Schliffe finden sich auch schöne Beispiele dafür, wie Züge von Einschlüssen das ganze Gestein ohne Rücksicht auf die aufeinanderfolgenden Bestandtheile in einer Richtung durchsetzen (vergl. die Fig. 2 auf Tafel I); natürlich hat man es dabei mit einem Infiltrations-Phänomen zu thun, das durch überaus feine, kaum unter dem Mikroskope sichtbare Klüfte bedingt ist.

Ein recht abweichender Typus aus der Reihe der Hypersthen-Gesteine liegt in dem folgenden Stücke vor.

6. Amphibol-Granulit.

„Pare Maboga Süd. (Marsch am 10. III. 1887).“ Es ist das oben (S. 47.) unter Var. C besprochene Vorkommen.

7. Hypersthen-Augit-Amphibolit.

„Auf dem Wege von Kisingo zum Südufer des Djipe-Sees neben Gneiss häufig zu Tage.“

Das dunkelgrüne bis schwarze Gestein gleicht in der Structur recht sehr manchen grobkörnigen Eklogiten (Saualpe) durch die mehrere Millimeter grossen Hornblende-Krystalle und die zwischengelagerten kleineren hellgrünen Augite. Zu letzteren gesellt sich noch ein unter der Loupe bräunlich durchsichtig erscheinendes Mineral in ebenfalls geringen Dimensionen: der Hypersthen. Die Existenz farbloser Bestandtheile — Quarz und Plagioklas — ist nur in minimalen Mengen sporadisch zu constatiren.

Angefertigte Schliffe ergaben folgende Aufschlüsse: Hornblende ist in gemeiner Ausbildungsform vertreten; ihre Durchschnitte zeigen neben dem bekannten Absorptionsverhältnisse als Axenfarben $a = \text{gelbgrün}$, $b \doteq c = \text{lauch- bis olivengrün}$. Die Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen beträgt $12-13^\circ$, woraus $c : c = 19^\circ$ folgt.

Augit bildet farblose bis schwach grünliche Körner von unter 1 mm Grösse. Er ist durch die Spaltbarkeit und Auslöschungsschiefe gut bestimmt und ebenso wie die anderen Bestandtheile von edler, einschlossloser Substanzbeschaffenheit.

Hypersthen weist prächtigen Pleochroismus auf: das an jenes der Almandine erinnernde Roth, sowie ein liches Blaugrün. Seine Menge ist ebenso gross, wie jene des monoklinen Augits; beide zusammen bilden etwa ein Drittel des im Ubrigen aus Hornblende bestehenden Gesteins.

Accessoria sind überaus spärlich — Erz fehlt ganz — an ihre Stelle treten die schon erwähnten Rudimente von Feldspath und Quarz.

8. Granat-Amphibolit (Diorit-Amphibolit).

„Nordabhang der Sogonj-Kette (südlich vom Meru-Berge, längs des Rongo-Flusses).“

Das im Quer- und selbst im Hauptbruche fast körnig erscheinende Gestein besteht zur Hälfte aus schwarzer, lebhaft glänzende Spaltungsflächen zeigender Hornblende, sowie zur anderen Hälfte aus fast ganz farblosem nur schwach getrübt Feldspath und scheinbar auch Quarz, welchem Gemenge stellenweise in grösserer Häufigkeit Granat beige gesellt ist. Die durchschnittliche, ziemlich gleichmässige Korngrösse aller dieser Bestandtheile beträgt $\frac{1}{2}-1 \text{ mm}$; die Schieferstructur ist nur durch die ungefähre Parallelstellung der kurzen Hornblendesäulchen und einige schmale, hornblendearme Lagen bedingt. Untersucht man die Bestandtheile des

verhältnissmässig leicht sandig zerfallenden Gesteins unter der Loupe, so findet man auch Körnchen eines heller und etwas graulichgrün gefärbten Minerals, an denen keinerlei Spaltung zu bemerken ist: man hat es in ihnen offenbar mit einem Vertreter der Augitgruppe zu thun. Die Untersuchung des Dünnschliffes bestätigte diese Wahrnehmung; es sprechen alle Merkmale der lanchgrün durchsichtigen, kaum merklich pleochroitischen Schnitte, welche sich wider Erwarten häufig und in der Regel mit Hornblende verwachsen vorfinden, für die Zugehörigkeit zu diopsidähnlichem Augit. Die Hornblende wird satt olivengrün durchsichtig und zeigt bei vollkommener Frische die normale Beschaffenheit. Ein anderes Glied aus der Reihe der Bisilikate ist nicht vorhanden, Biotit fehlt gänzlich; dagegen tritt sofort der auffallende Umstand zu Tage, dass in dem makroskopisch vermutheten Feldspath-Quarzgemenge das letztere Mineral mangelt, und die Gesamtheit der farblosen wasserhellen Durchschnitte durch überall sich zeigende Zwillingsstreifung zu Plagioklas zu stellen ist. Die Zwillingsbildung folgt häufig auch dem Periklingesetze; die grossen Auslöschungsschiefen weisen auf eine basischere Zusammensetzung hin, entsprechend dem mangelnden Quarzgehalte des Gesteins. Manche der Plagioklasdurchschnitte zeigen eine Biegung der Lamellen und damit verbundene undulöse Auslöschung als Druckphänomen, doch ist diese Erscheinung nicht häufig; es ähnelt die Structur und das optische Verhalten der Bestandtheile mehr gewissen ausgeprägt körnigen Granuliten, wie sie etwa in Niederösterreich (Göttweih, Kemmelbach) auftreten, und an anderer Stelle in Ostafrika (vergl. S. 27 [471], Var. C) gesammelt wurden. Die Gegenwart des Quarzes in ihnen bildet das unterscheidende Merkmal von unserem Gesteine.

Die angestellten mikrochemischen Proben ergaben folgende Resultate.

a) Der Granat ist trotz seines almandinähnlichen Aussehens kein reiner Eisen-Thongranat, sondern ist auch wesentlich calciumhaltig; bei dem nachgewiesenen hohen Fe-Gehalte ist also wahrscheinlich eine Mischung von Eisen-Thongranat und Kalkeisengranat vorliegend.

b) Der Augit steht, wie vergleichende Untersuchungen an basaltischem Augit und an Diopsid erwiesen, zwischen diesen beiden Mineralvarietäten, doch ist der Eisengehalt ein ausgesprochener und die Stellung näher an ersterem, als an dem fast Fe-freien Ca-Mg-Silicat.¹

c) Unter 17 unter der Loupe ausgesuchten und am quarzähnlichsten erschienenen Splintern befand sich nicht ein Quarzkorn; alle wiesen die Na- und Ca-Kieselfluoride in etwa gleichem Mengenverhältnisse auf; in manchen der Proben war Ca überwiegend, in dagegen fehlte allen. Die Bestimmung des Plagioklases als Labradorit ($Ab_1 An_1 - Ab_2 An_3$) ist somit eine zweifellose.

9. Oligoklas-Granulit.

„Findling, längs des Nordhanges der Ssogonoi-Kette aufgelesen.“

Makroskopisch zeichnet sich das hell (schwach röthlich) gefärbte Gestein durch das grösstentheils sehr feine Korn des Feldspath-Quarzgemenges aus, in welchem die etwa 1 mm grossen Granatkörner recht reichlich enthalten sind. Es finden sich aber in dem gesammelten kleinen Stücke unregelmässig angrenzend auch Partien vor, in welchen der Feldspath zurücktritt, und das restirende Quarz-Granatgemenge aus gröberen, bis 2 mm grossen Körnern besteht. Die Granaten zeigen meist unregelmässige Begrenzungen; nur an einzelnen sind Flächen von (101) zu bemerken. Nach dem Schmelzen wurde der Granat magnetisch, und mit Kieselflussssäure behandelt erwies er sich als Fe-Al-Granat: Almandin.

Makroskopisch sind als Bestandtheil noch Erzpünktchen zu erkennen, deren Strichfarbe (bräunlichschwarz) und mangelnder Magnetismus auf Titaneisen hinweist.

Als Seltenheit sind ab und zu Schüppchen eines weissen Glimmers vorhanden.

Die Verwitterung färbt das Gestein intensiv roth, indem sich in Klüften in und zwischen den Bestandtheilen ein rothes, unter dem Mikroskope in dünnsten Schichten gelbrothes und vielfach zierliche Dendriten

¹ Ein ähnliches Pyroxen-Mineral beschreibt J. Shearson Hyland a. a. O. S. 216 in dem auch sonst nach der Beschreibung nicht unähnlichen quarzfreien Amphibolite von „oberhalb Mafi“, doch konnten hier die von ihm beim Erwärmen wahrgenommene Farbenzunahme und auftretender Pleochroismus nicht beobachtet werden.

bildendes Pigment einlagert, das durch seinen rothen Strich als Eisenoxyd („Thoneisenstein“-artige Varietät) zu bestimmen war. Beim Kochen mit HCl wird es grünlich, ohne sich ganz zu lösen, gibt aber mit Co-Solution die Al-Reaction. Dabei sind diese roth pigmentirten Partien auch vielfach zerdrückt, die Granaten und Quarze zerquetscht, oder die Körner des ersteren sind wie abgerundet und sehen gleichsam polirt aus, während an anderen Stellen etliche Millimeter grosse Mikroharnische eine bereits stattgehabte Druckverwerfung anzeigen.

Die mikroskopische Beschaffenheit der Gemengtheile ist die normale der Granulite. Der Quarz beherbergt Flüssigkeits- sowie Erzeinschlüsse und solche eines in flächenreichen Combinationen auftretenden nahezu isometrisch dimensionirten Minerals, wohl nur eine der selteneren Formen kurzsäulenförmiger Zirkone, welche auch in der gewöhnlichen, aus (100).(111) gebildeten Krystallform vorhanden sind. Der Almandin ist vollkommen isotrop und ohne Zonarstruktur. Die Feldspathe, zumeist erst im Beginne des Kaolinisirens stehend, sind durchwegs zwillingsgestreift; optische Einzeluntersuchungen derselben konnten wohl nicht durchgeführt werden, da die Korngrösse zu gering war, doch ergab die Boricky'sche Probe an einer Reihe von Feldspath führenden Gesteinssplintern, dass der Gehalt an K ganz in den Hintergrund tritt (in manchen Proben gänzlich fehlend), ferner dass Na und Ca im Mengenverhältniss der Oligoklasse die herrschende, ja zuweilen ausschliessliche Rolle spielen. Man hat es also mit einem Plagioklas-Granulite zu thun, doch fehlen hier die in denselben sonst so häufigen Vertreter der Augitgruppe.

10. Zweiglimmergneiss.

„Ulu Iveti, Ukambani.“

Das Gestein ist weiss und ist ausgesprochen schiefrig durch die parallele Lage der zahlreichen zum Theile hellbraunen Biotit-Blättchen, welchen sich in etwas geringerer Menge auch Muscovit allenthalben beigesellt. Abweichungen einzelner Blättchen von dieser allgemeinen Parallelanordnung kommen immerhin vor, sind aber bei Muscovit häufiger als beim dunklen Glimmer. Die Glimmerschüppchen sind dabei im ganzen Gesteine recht gleichmässig vertheilt ohne besonders hervortretende glimmerreiche Lagen oder zusammenhängende Membrane zu bilden. Die Feldspathe sind weiss bis farblos; manche wasserhelle Spaltungsflächen lassen schon bei Betrachtung unter der Loupe auf Mikroklin schliessen. Der Quarz bildet kleine, polyedrische Körnchen von $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ mm Grösse; sein Zusammenhang mit den übrigen Bestandtheilen ist sehr gelockert, woher die Neigung des Gesteins rührt, sandig zu zerfallen. Gleichmässig, aber recht spärlich verstreut sind kleine gelbrothe Granate unter der Loupe zu bemerken.

Unter dem Mikroskope ersieht man zunächst die Häufigkeit des Mikroklin, der durch seine bezeichnende Gitterstruktur sofort in die Augen fällt. Ihm dürfte zumeist der K-Gehalt etwa der Hälfte der untersuchten glimmerfreien Probesplinter des Gesteines zuzuschreiben sein; die zweite Hälfte war frei von K, führte dagegen ausschliesslich die in allen anderen Proben gleichfalls auftretenden Kieselfluoride des Na und in durchwegs geringerer, zum Theile selbst verschwindender Menge Ca, ein Hinweis auf die Oligoklas-Natur des Restes der Feldspathe, die wohl trotz des Mangels nur nach einer Richtung zwillingsgestreifter Durchschnitte nach den Ergebnissen der Analyse zum grössten Theile als Kalknatron-Feldspathe aufzufassen sind. Beide Glimmer sind frisch und unzersetzt; der Muscovit wird blass grünlich durchsichtig, der Biotit braun bis gelbbraun; letzterer erwies sich im convergenten Lichte deutlich als zweiaxig, doch konnte wegen der Kleinheit der Blättchen keine genügend scharfe Schlagfigur erzielt werden, um die Art des Glimmers zu bestimmen. Die mikroskopische Struktur der übrigen Gemengtheile ist die normale; accessorisch kommen Zirkon (im Quarz) und Magnetit vor.

11. Mikroklin-Granit.

„Marsch am 18. November 1887. Guasso Njuki; Kenia NW. Gewöhnlich mit vulkanischer Decke, tritt jedoch, und zwar erst im letzten Theile des Marsches, oft in grossen Felsen zu Tage.“

Das Gestein ist mittelkörnig und röthlich gefärbt. Makroskopisch konnten folgende Bestandtheile erkannt werden:

Quarz, ziemlich reichlich, doch nicht ganz gleichmässig vertheilt; stellenweise besitzt er die bedeutendste Korngrösse (bis 3 mm).

Feldspathe sind dreierlei zu unterscheiden, und zwar der gewöhnliche derbe Orthoklas, welcher in der Regel nur ganz leicht röthlich gefärbt ist (die eigentliche Rothfärbung des Gesteines ist vorwiegend auf secundäre Infiltration längs capillarer Klüfte zurückzuführen), ferner farbloser, fast wasserheller Mikroklin und endlich weisser Plagioklas, welcher mit Hilfe der Boricky'schen Probe mikrochemisch als Oligoklas bestimmt wurde. Bezüglich der Feldspathe mag hervorgehoben werden, dass von derselben Localität ein grösseres (7 cm) Krystallbruchstück eines leicht fleischroth gefärbten Perthites vorliegt, welches im Zusammenhalt mit einem ebenfalls gesammelten grossen Quarzstück auf das Vorkommen pegmatitischer Ganggranite einen Schluss gestattet. Die Untersuchung des Perthites ergab zunächst, dass bei ganz ausgezeichneter basischer Spaltbarkeit diejenige nach der Längsfläche verhältnissmässig schwierig zu erhalten ist, wogegen die prismatische Spaltbarkeit durch viele Risse sehr deutlich hervortritt. Die wellenförmig, approximativ parallel zur Querfläche ziehenden Albit-Einlagerungen treten makroskopisch sehr dicht bei nur fadendünner Breite auf der Basisfläche hervor. Unter dem Mikroskope konnte in Spaltblättchenschliffen ihre Albitnatur durch die charakteristischen Auslöschungsschiefen auf Längsfläche und Basis in zweifelloser Weise festgestellt werden; sie sind fast nirgends polysynthetisch verzwilligt und löschen einheitlich aus; ihre Breite schwankt von minimaler Grösse bis 0.06 mm. Ihr Wirth ist — ebenfalls optisch durch einheitlich schiefe ($15\frac{1}{2}^\circ$) Auslöschung und partiell vorhandenes Zwillingsgitter sicher bestimmt — Mikroklin. Während dieser vollkommen einschlussfrei und ungetrübt durchsichtig wird, zeigt der Albit parallel zur Längsfläche gelagerte kaolinartige Umwandlungsproducte, sowie ab und zu Hämatitblättchen als Einschluss. Die Ränder des Albits erscheinen auf 001 in den breiteren Lamellen ebenso wie bei den canadischen Perthiten nicht glatt, sondern rauh und unregelmässig fein gezackt oder gezähnt.

Als Vertreter der Glimmer ist in unserem Gesteine nur Biotit vorhanden; seine bis 1 mm grossen, schwarzen, unregelmässigen Blättchen sind nicht sehr zahlreich. Zu erwähnen sind noch Spuren von Erz (Hämatit).

Die mikroskopische Untersuchung eines Dünnschliffes ergab kaum nennenswerthe Differenzen vom gewöhnlichen Habitus normaler Biotitgranite.

Der Quarz ist in groben Körneraggregaten von schwach undulöser Auslöschung vorhanden und beherbergt die bekannten Gas-, Flüssigkeits- sowie fanghaarförmige geradlinige trieditische Einschlüsse. Die Gaseinschlüsse haben stellenweise die Form negativer Krystalle, kleiner (0.005 mm) abgerundeter Dihexaeder. Hinsichtlich der Feldspathe ist die grosse Häufigkeit des Mikroklin zu erwähnen, der den Orthoklas — als welcher die stark kaolinisirten, ungestreiften Feldspathdurchschnitte angesehen werden müssen — zum grossen Theile ersetzt. Die Zwillingslamellen des Mikroklin werden theilweise recht breit (einzelne bis 0.1 mm), manche Stellen der Durchschnitte entbehren sie dagegen ganz. Als primär konnten in ihm Flüssigkeitseinschlüsse, sowie länglich runde, fast wie Gaseier erscheinende Mikrolithe eines etwas stärker lichtbrechenden und doppeltbrechenden farblosen Minerals beobachtet werden, die parallel zu den Zwillingslamellen der Längsfläche eingelagert sind und in überaus grosser Anzahl bei meist winzigen Dimensionen (Durchschnittsgrösse 0.002 mm mit starker Über- sowie Unterschreitung) vorkommen. Nach der Art der Einlagerungs- und Brechungsverhältnisse dieser Mikrolithe könnte man an den gleichalterigen Quarz als Mineral derselben denken. Die selteneren Oligoklase sind im Gegensatz zu den kaum Spuren einer Kaolinisirung aufweisenden Mikroklinen stärker umgewandelt; stellenweise zeigt sich eine leichte Krümmung ihrer Lamellen als Äusserung beginnender Druckdeformation.

Der Biotit ist vollkommen frisch und zeigt seine überaus starke Absorption. Erst unter dem Mikroskope erkennt man den Gehalt des Gesteines an Muscovit, das seinem makroskopischen Aussehen nach füglich zu den Granititen gestellt werden könnte.

Accessorisch fand sich Zirkon im Quarz. Erze sind ganz sporadisch.

12. Biotit-Granit-Gneiss.

„Guasso Nyiro-Fluss, 18. und 19. November 1887.“

Benaehbart mit dem vorbesprochenen Granit tritt ein feinkörniger, röthlicher Granitgneiss auf, dessen Schieferung nur wenig ausgesprochen ist, so dass eine Übergangsform zu Gneissgraniten vorliegt. Die durchschnittliche Korngrösse beträgt 1 mm; Quarz, Biotit und Feldspathe sind recht gleichmässig vertheilt und bedingt nur die Parallellagerung der Biotitblättchen die Gneissstruktur. Unter der Lupe wird Plagioklas erkenntlich; die Gegenwart von Mikroklin ist durch das frische Aussehen vieler Feldspathe zu vermuthen.

Die Untersuchung des Dünnschliffes bestätigte sein Vorhandensein; auch finden sich mikropertithische Feldspathverwachsungen nicht selten, doch bleiben hier die Orthoklase vorherrschend. Der Plagioklas wurde mikrochemisch als anorthitreicherer Oligoklas (etwa $Ab_{2-3} An_1$) bestimmt. Die Kaolinisirung erfolgt in einzelnen Zügen parallel zu den Lamellen. Die Quarze sind nur wenig mechanisch verändert, sie zeigen bloss zum Theile undulose Anlöschung; ihre Einschlüsse und sonstigen Eigenschaften sind die normalen. Der Biotit ist frisch und unverändert und wird bräunlichgrün durchsichtig; Muscovit wurde nicht gefunden. Accessorisch kommen Apatit, Zirkon und Magnetit vor.

An derselben Localität wurde auch ein

Mikropertith

gesammelt. Das einige Centimeter messende Bruchstück besitzt makroskopisch ganz glatt erscheinende Spaltungsflächen nach den beiden Hauptrichtungen, wozu sich mehrfach deutliche Spaltung nach dem Prisma gesellt. Die Substanz erscheint sehr rein, doch milchig getrübt, und kann man an Spaltblättchen deutlich das Verhalten trüber Medien im auf- und durchfallenden Lichte beobachten (bläuliche Reflexions- und röthliche Durchgangsfarbe). Die goniometrische Messung des Spaltungswinkels ergab einen reinen Orthoklaswinkel bei relativ klaren, nicht verzerrten Bildern des Signals. Die Untersuchung der dünn geschliffenen Spaltblättchen offenbarte sofort die pertithische Durchwachsung mit Albit. In unserem Falle war dieselbe eine überaus reichliche; die Albitfäden durchziehen eng gedrängt, doch in sehr zarter Ausbildung (0.004 mm und weniger) den wasserhellen Orthoklas, so dass man im Schliffe parallel der Basis (001) in Folge der vielfachen Zwillingsstreifung der Albite in Verbindung mit ihrer parallel zur Querfläche (100) sich erstreckenden Ausdehnung fast ein feines Gewebe zu erblicken vermeint. Die Erscheinung ist übrigens die vollkommen normale, wie sie Becke¹ gezeichnet und beschrieben hat. Die Anlöschung auf der Längsfläche (15°) lässt auf die Gegenwart einer geringen Menge Ca schliessen. Aus der Vertheilung von Orthoklas und Albit in den Schliffen könnte man sich versucht fühlen, ihr relatives Mengenverhältniss an manchen Stellen auf nahezu gleiche Hälften zu schätzen.

Die Boricky'sche Probe ergab aber an helleren, weniger getrühten Spaltblättchen einen weitaus überwiegenden Kaliumgehalt; nur die stark trüben bis weissen Splitter lieferten auch eine erhebliche Menge (im Maximum bis zu $\frac{1}{3}$ der Gesamtmasse) von Kryställchen der Natriumverbindung; die Gegenwart von Ca wurde hingegen nicht ersichtlich.

13. Oligoklas-Mikroklin-Gneiss (Granit-Gneiss).

„Flussbett des Guasso Nyiro.“

Ein grobkörniges Gestein von rother Farbe, welche mehr durch das zwischen den Bestandtheilen auf Klüften infiltrirende Pigment als durch eine ursprüngliche Farbe der Feldspathe bedingt wird. Der weisse bis farblose Plagioklas konnte mikrochemisch als Oligoklas, der Mikroklin optisch durch einen Spaltblättchenschliff nach 001 nachgewiesen werden.

Der farblose bis schwach milchig getrühte Quarz ist etwa in gleicher Menge vorhanden, wie die Feldspathe zusammengekommen; unter diesen überwiegt der Mikroklin. Die mittlere Korngrösse schwankt für Feldspath und Quarz zwischen 2 und 5 mm.

¹ Krystallinische Schiefer des Waldviertels; Tschermak, Mineralog. Mittheil. IV, 1882, Taf. II, Fig. 8, 9.

Als Glimmermineral tritt nur Biotit auf, dessen Blättchen in annähernd parallelen Lagen und nahezu Membrane bildend durch das Gestein ziehen und ihm den typischen Charakter eines körnig-faserigen Gneisses aufprägen.¹

14. Amphibol-Biotit-Oligoklas-Gneiss.

„Guasso Nyiro-Fluss (nördlich vom Kenia). Zweiter Theil der verfolgten Route.“

Makroskopisch von dem Diorit-Amphibolit vom Nordabhang der Ssogonoj-Kette nur durch den mangelnden Granatgehalt und die Biotitführung unterschieden; Structur und Korngrösse ist überaus ähnlich, ebenso die durch die Bisilikate und den fast farblosen, vollkommen frischen Feldspath bedingte graue Gesamtfarbe des Gesteins.

Unter dem Mikroskope erkennt man die Abwesenheit des im verglichenen Amphibolgesteine so häufigen Augites, der hier durch den Biotit ersetzt wird, sowie den Eintritt des Quarzes in das Mineralgemenge. Seine Häufigkeit ist indessen nur in einzelnen hornblende- und glimmerärmeren Lagen eine grössere; in der Hauptmasse der übrigen Theile tritt er gegenüber dem herrschenden Feldspathe noch ganz in den Hintergrund. Dieser wurde mikrochemisch an einer Reihe von Proben als Oligoklas-Andesin bestimmt, ein weiterer Beweis für die grössere Acidität dieses Gesteines. Vollkommene Frische kennzeichnet hier wie bei den anderen Bestandtheilen den Erhaltungszustand des Gesteines, das als Geschiebebruchstück makroskopisch nur sporadische Limonitbildungen aufweist, welche unter dem Mikroskope als durch zarte Klüfte ziehende Häutchen erscheinen. Der braune Biotit ist in langen, schmalen Leistendurchschnitten, die olivengrüne Hornblende, an Menge den Biotit um das 3—4fache überwiegend, in ganz unregelmässiger Begrenzung im Schliffe enthalten; es fehlt hier eine ausgesprochene Parallellagerung, so dass das Gestein in noch höherem Grade wie der verglichene Amphibolit in manchen Partien ein geradezu massiges Aussehen aufweist. Die durchwegs plagioklastischen Feldspathe sind allenthalben nach dem Albitgesetze verzwillingt und zeigen stark variirende Lamellenbreiten; sehr häufig tritt ein zweites Lamellensystem nach dem Periklingesetze hinzu.

Von accessorischen Gemengtheilen seien der hier besonders häufige Apatit, sowie das Auftreten von schwarzem Erz hervorgehoben, das hier und da durch einen umgebenden Leukoxenrand seinen Titangehalt anzeigt.

Ein zweites Handstück zeigt bei gleicher Ausbildung der Bestandtheile durch den zunehmenden Gehalt an Quarz und Biotit, sowie durch die ausgesprochene Parallelanordnung des letzteren auch in der Structur bereits markante Gneisseigenschaften.

15. Biotit-Oligoklas-Gneiss (Apatit-Gneiss).

„Guasso Nyiro-Fluss (nördlich vom Kenia). Zweiter Theil der verfolgten Route.“

Ein sehr feinkörniges, durch seinen Biotitreichthum dunkelgrau erscheinendes Gestein. Die Biotitblättchen sind ungefähr parallel gelagert und in einer Centimeter starken Schichte ganz gleichmässig vertheilt, doch tritt auch eine gröberschuppige Lage auf, welche ausgesprochene Schieferung zeigt.

Unter dem Mikroskope tritt die grosse Menge des braunen, frischen Biotits besonders hervor, Quarz und Plagioklas bilden mit ihm zu etwa gleichen Theilen die Gesteinsmasse. Der Plagioklas wurde mikrochemisch als zwischen Oligoklas und Andesin stehend bestimmt. Für die Zuweisung zu ersterem spricht der Umstand, dass das Gestein, beziehungsweise dessen Bestandtheile, deren mittlere Korngrösse etwa 0.1—0.3mm beträgt, in ganz auffallender Menge und in allen Grössenverhältnissen zwischen 0.1 und 0.005mm die Säulchen des Apatit enthält, ein guter Theil des Ca-Gehaltes der Feldspathe also diesem zugeschrieben werden muss. Man erhält auch unschwer aus dem mit HNO₃ gekochten Gesteinspulver eine deutliche Phosphorsäure-Reaction.

¹ Vergl. J. Roth, Allgem. u. chem. Geologie, Bd. II, S. 396.

Der Gehalt an Apatit — die Figur 3 auf Tafel I gibt ein Bild davon — ist so gross, dass viele Quarze und Oligoklase, ebenso wie der Biotit, geradezu erfüllt sind von seinen zu häufig mikrolithischen Dimensionen herabsinkenden Krystallen, welche nicht nur die bezeichnende Form quergegliederter Säulen, sondern auch oft, wie es Becke¹ in den Gneissen des niederösterreichischen Waldviertels beobachtete, ganz unregelmässige Gestalt besitzen, aber durch ihre mit jenen der Säulchen vollkommen gleichen optischen Eigenschaften (grosse Licht-, geringe Doppelbrechung) mit Sicherheit bestimmt sind. Zu diesen Apatitmikrolithen gesellen sich als primäre Einschlüsse Magnetitkörnchen und -Stäubchen in grosser Häufigkeit sowie Biotitschüppchen, so dass manche der vollkommen frischen Feldspathe bei schwacher Vergrösserung dadurch ganz getrübt erscheinen. Das Auftreten des Apatits, welches Becke in manchen hornblendereichen Varietäten der Diorit-schiefer aus dem Waldviertel ebenfalls als „massenhaft“ hervorhebt,² findet in den mir bekannt gewordenen Analysen krystallinischer Schiefergesteine nur selten einen ziffermässigen Ausdruck.³

Herr Assistent J. Spüller und Herr E. Wild (Laboratorium für chemische Technologie anorganischer Stoffe an der Wiener technischen Hochschule. Professor Dr. J. Oser) hatten die Güte, auf mein Ansuchen hin das Gestein einer Untersuchung bezüglich seines Phosphorsäuregehaltes zu unterziehen und theilten mir hierüber Folgendes mit:

„1·1683 Gr. der bei 100° C. getrockneten Substanz wurden mit kohlensaurem Natron-Kali aufgeschlossen, die Kieselsäure mit Salpetersäure abgeschieden, die Phosphorsäure mit molybdänsaurem Ammon von den übrigen Basen getrennt und schliesslich als pyrophosphorsaure Magnesia $Mg_2P_2O_7$ bestimmt. Dabei wurden 1·22% P_2O_5 gefunden. Nimmt man die Formel des Apatits als $FCa_5P_3O_{12} + ClCa_5P_3O_{12}$ an, so ergibt sich daraus ein Apatitgehalt von 2·93%.

Ein blosses Aufschliessen mit Salpetersäure genügt in diesem Falle nicht.“

16. Biotit-Oligoklas-Gneiss.

„NW-Fuss der Lorogli-Kette. 20., 21. Februar 1888.“

Das körnig-schuppige Gestein lässt makroskopisch weissen bis farblosen Feldspath, reichlichen Quarz und viel Biotit erkennen, welcher darin in schwarzen, ohngefähr parallel gelagerten Blättchen in sehr gleichmässiger Weise enthalten ist. Die mittlere Korngrösse bleibt unter 1 mm — die Glimmerblättchen werden aber bis 3 mm gross. Das Gestein ist mürbe und sandig zerfallend.

Im Dünnschliffe zeigt sich der Quarz von Flüssigkeitseinschlüssen durchsetzt, er beherbergt manchmal auch Zirkonkryställchen. Seine Körner sind nicht in Aggregate aufgelöst, sondern löschen einheitlich, selten schwach undulös aus. Aller Feldspath ist Plagioklas, zwillingsgestreift und wenig schief auslöschend, so dass man schon optisch auf Oligoklas zu schliessen berechtigt ist. Die Bořický'schen Proben bestätigten dies und stellen den Plagioklas zu den kalkreichen Oligoklasen bis zu Andesin; sie sprechen auch für das gänzliche Fehlen von Orthoklas, da in einem Dutzend derselben, die aufs Gerathewohl dem sandigen Zerreibsel des Gesteines entnommen waren, keine Spur einer K-Reaktion bemerkt werden konnte. Der Biotit wird bräunlichgrün durchsichtig — sehr feine Spaltblättchen erscheinen unter der Loupe olivengrün — und zeigt ab und zu deutlich Rutileinschlüsse (Sagenitgewebe); ob die bei Dunkelstellung von lamellaren Schnitten zahlreich darin sichtbar werdenden doppeltbrechenden Einschlüsse ebenfalls diesem Mineral angehören, konnte nicht entschieden werden. Das Axenbild des Biotits ist zu wenig deutlich, um seine Art bestimmen zu können; bei der Horizontal-drehung öffnet sich das Krenz kaum merklich. Unter dem Mikroskope konnte auch das, wenngleich spärliche Mitvorkommen von Muscovit im Gesteine constatirt werden. Von Accessorien ist nur vereinzelter Apatit zu erwähnen; Erze mangeln.

¹ Tschermak, Mineral-petrogr. Mittheil. Bd. IV, 1882, S. 203.

² A. u. O. S. 255.

³ Man vergl. die Angaben in Roth's Tabellen der Gesteinsanalysen, 1861, S. 5, sowie 1873, S. IV.

17. Amphibolit.

Var. A. „Zwischen der Loroghi-Kette und dem Nyiro-Berg.“

Ein ganz massig ausschendes Gestein liegt als oberflächlich stark rostig verwitterter, von Limonit und Calcit durchzogener Findling vor. Beim Zerschlagen sieht man im Innern die frisch erscheinenden, meist einige (bis 8) Millimeter grossen Hornblendekrystalle von grau- bis lauchgrüner Farbe; manche der Spaltungsflächen zeigen einen seidenartigen Glanz, der auf eine Neigung zu faseriger Ausbildung schliessen lässt. Ein zweites Mineral ist makroskopisch nicht zu erkennen.

Auch unter dem Mikroskope findet man das Gestein nur aus Hornblende bestehend, wenigstens war in zwei Dünnschliffen nirgends die Anwesenheit eines zweiten Gemengtheils zu beobachten. Die optischen Eigenschaften des ausschliesslichen Bestandtheils sind die der gemeinen Hornblende, doch ist der ganz besonders schön ausgeprägte Trichroismus dieses Minerals hervorzuheben und zwar: c = dunkel blaugrün bis fast rein blau, b = lauchgrün bis pistazgrün, a = schwach gelblich bis fast farblos. Die Absorptionsverhältnisse sind: c nahezu gleich b , a fast Null. Die Auslöschungsschiefe auf der Spaltungsfläche betrug $11^\circ 2'$, welchem Werthe das Maximum der nach der Zone $(110):(010)$ gemessene Schiefe von $15^\circ 5' = c:c$ ungefähr entspricht. Ungemein häufig, ja geradezu die Regel bildend, sind Zwillinge nach der Querfläche (100) , auch mit einmaliger Wiederholung als Drillinge vorhanden.

Unter den Durchschnitten fallen bald solche auf, welche in gewöhnlichen Lichte etwas heller erscheinen und durch ihr parallel der Hauptaxe streifiges Aussehen für ein anderes Mineral, etwa Enstatit oder Diallag gehalten werden könnten. Beobachtet man bei + Nicols, so bemerkt man ein buntes Durcheinander parallel laufender Streifen, welche ein stängeliges Aggregat verschieden orientirter Säulehen bilden, das in keiner Stellung vollkommen dunkel wird. Die einzelnen Fasern überdecken sich offenbar innerhalb der vorhandenen Dicke des Schliffes; wo an einzelnen eine Auslöschung zu messen ist, bleibt der Betrag der Schiefe stets unterhalb des Maximalwerthes von 15° , der für die Hornblende dieses Gesteins gefunden wurde, so dass dieser Umstand allein schon genügt die Zugehörigkeit der in Betracht stehenden Durchschnitte zu diesem Minerale festzustellen. Auch die pleochroitischen Verhältnisse sind dieselben, es liegt also ein Fall jener Ausbildungsform vor, welche gewöhnlich als „schilfige“, aktinolithartige Hornblende bezeichnet wird: eine Auflösung „compacte“ Hornblende in parallele, säulehenförmige, aber verschieden orientirte Elemente. Für das zu vernehmende Herkommen dieser Hornblendeform aus einem Augitmineral konnten nirgends Anhaltspunkte gefunden werden, da die Durchschnitte ganz dieselbe unregelmässige Begrenzung wie die compacte Hornblende aufwiesen, und auch nirgends Reste von Augit oder überhaupt Spuren einer secundären Herkunft zu beobachten waren.

An Einschlüssen sind, und zwar nur in der compacten Hornblende sehr zahlreiche, gleichmässig verbreitete und ganz unregelmässig begrenzte Mikrolithe in der Form von meist rundlichen aber auch gebuchteten, selbst gelappten Körnern eines stark lichtbrechenden Minerals hervorzuheben. Auch die Doppelbrechung ist stark, und zeigen sich bei Dunkelstellung der Hornblende recht lebhafte Polarisationsfarben. Bei der Kleinheit dieser morphologisch gar nicht charakterisirten Körnchen (0.004 — 0.04 mm) ist nur vermuthungsweise ihre Zugehörigkeit zu Titanit in Betracht zu ziehen, wofür übrigens auch der Umstand spricht, dass dieses Mineral wiewohl nur spärlich, doch in sicher zu bestimmenden grösseren Körnern secundär als Leukoxen im Schliffe vorfindlich ist, manchmal sogar in der so typischen Umrandung um einen kleinen Rutil-Krystall. Schwarzes Erz (vermuthlich Titaneisen) findet sich nur ganz spärlich in kleinen Krystallen.

Var. B. (Aktinolithschiefer.) Im Anschlusse an dieses Gestein sei ein benachbartes, mit der Fundortangabe

„Barasaló“

versehenes Vorkommen besprochen, das makroskopisch — als mürber abgerollter Findling vorliegend — zunächst an gewisse Bronzite, etwa jene von Kraubat in Steiermark oder noch mehr an solche, wie sie v. Hochstetter aus Nee-Seeland (Dun Mountain) mitgebracht hat, erinnert. Es ist dieser Umstand durch die

unregelmässig dureinander gelagerten 2—8mm messenden hellgrünen Krystallsäulen bedingt, welche allenthalben ihre blättrig-faserigen Spaltungsflächen aufweisen.

Untersucht man jedoch dünngeschliffene Spaltblättchen, welche nach dem scheinbar vorhandenen Blätterbruche (vergl. Anmerkung ¹) — das ist in Wahrheit nach einer der Querfläche beiläufig parallelen Absonderungsfläche — angefertigt wurden, so erkennt man in den vorliegenden Krystallen gar bald die im vorigen Gesteine erwähnte „schilfige“ Hornblende wieder, welche hier als ganz anschliesslicher Bestandtheil auftritt. Dabei ist hervorzuheben, dass die den ganzen Krystall zusammensetzenden faserig-säulchenförmigen Subindividuen, deren Querdimensionen durchschnittlich zwischen 0.01 und 0.03mm liegen, im allgemeinen annähernd parallel gestellt sind, wie aus Zufallsquerschnitten in den recht schwierig aus dem mürben Material herzustellenden Dünnschliffen hervorgeht. Diese zeigen neben deutlicher, wenn auch sehr verworrener Hornblendespaltbarkeit im grossen Ganzen eine einheitliche, allerdings undulöse Auslöschung, und dasselbe ist bei Schliffen der Fall, welche parallel zur Hauptachse entweder in der Richtung oder auch senkrecht zur Spaltungsfläche geführt wurden. Dort ist nicht nur der Betrag der Schwankung in der Auslöschung der einzelnen Säulchen oft ganz beträchtlich (bis zu 15° und darüber), sondern man kann auch verfolgen, dass ein und dasselbe Säulchen in verschiedenen Partien seiner Längserstreckung verschiedene Auslöschungslagen aufweist, die in einander stetig (undulös) übergehen, eine Eigenschaft, die offenbar durch die vielen Biegungen und selbst Knickungen von oft beträchtlichem Winkel bedingt ist. Man ist also bei der vollkommenen Frische der Substanz und dem Mangel jeglicher Anhaltspunkte für die einstige Gegenwart pyroxenischer Bestandtheile ¹ wohl gezwungen, diesen alleinigen Bestandtheil für primär zu halten, und seine structurellen Eigenschaften vielleicht auf Rechnung mechanischer Vorgänge zu setzen. Bestimmt ist Letzteres nicht anzusprechen, da ein makroskopisches Analogon von grosser Aehnlichkeit in den Tiroler Ziller- und Fuschthaler Aktinolithschiefern vorliegt, speciell in jenen, deren Aktinolith, zu Büscheln und Garben gruppiert, einen hohen Grad von Parallelismus der Achsen erreichen.

Nur knrz erwähnt sei, dass ausser wenig Rutil und schwarzem Erz keine anderen Einschlüsse vorkommen, und dass die für Aktinolith so bezeichnende Querabsonderung sehr deutlich auftritt, wogegen der in der vorigen Varietät noch gut erkennbare Pleochroismus hier ganz verblasst. Eine zweite Art von Hornblende ist ebenso wenig wie ein anderer Bestandtheil vorhanden. Die chemische Probe nach Bořický, an angeschmolzenen Splintern vorgenommen, liess deutlich Ca-, Mg- und Fe-Gehalt constatairen bei mangelnden Aluminium und Alkalien, so dass die Bestimmung als Aktinolith auch in dieser Richtung ihre Bestätigung fand.

19. Amphibol-Epidot-Schiefer.

„Am Nyiro-Berg.“

Das makroskopisch nur durch den sehr beiläufigen Parallelismus seiner 1—2mm langen, dunkelgrünen, säulchenförmig oder unregelmässig abgegrenzten Hornblende schieferig erscheinende Gestein enthält als zweiten sogleich erkennbaren Bestandtheil Epidot, welcher in hellgelblichgrüner Farbe sowohl in und zwischen der Hornblende, als auch in kleinen Körnchen als Gangmineral auftritt. Seine Menge lässt sich unter der Loupe, sowie in Schliffen auf etwa 1 Drittel bis 1 Viertel von derjenigen der Hornblende schätzen; die Epidotkörnchen werden nicht gross, meist nur wenige Zehntelmillimeter. Sieht man genauer zu, so findet man noch ein drittes Mineral von weisser Farbe, welches sich hauptsächlich gern dem Epidot zugesellt, makroskopisch seiner Kleinheit halber aber nicht zu bestimmen ist.

Unter dem Mikroskope ersieht man zunächst die weitaus vorwiegende Hornblende mit allen typischen Eigenschaften der gemeinen, compacten Ausbildung. Pleochroismus und Absorptionsunterschied zwischen

¹ Also nicht, wie etwa in den pseudomorphosirten Diallagen vieler Gabbros, wo noch Reste der früheren Substanz erhalten sind. Man vergl. Rosenbusch, Physiogr. Bd. I, S. 466, sowie Becke's Smaragditgabbro aus dem Waldviertel; Tschermak, Mittheil. 1882, IV, S. 360, worin übrigens die Mehrzahl der für den Smaragdit gefundenen Eigenschaften auch für unseren Aktinolith gut zutrifft [Stengelstruktur, Absonderungsflächen parallel (100), einzelne schief durchgewachsene Säulchen u. s. w.]. Vergl. auch Hatch, Gabbro von Wildschönau; Tschermak, Mittheil. 1885, VII, S. 81.

a und b, c sind lebhaft, die Achsenfarben die gewöhnlichen (a = hellgelbgrün, b = dunkelolivengrün, c = blaugrün). Die Auslöschungsschiefe auf Längsschnitten erreicht ziemlich bedeutende Werthe; als Maximum, also c:c wurde 23° gefunden. Auch Zwillinge sind nicht selten. Vielfach beherbergt die Hornblende ausser dem zweiten wesentlichen Gemengtheile des Gesteins auch Körnchen und kleine zum Theile flächenreiche Kryställchen eines sehr stark doppeltbrechenden Minerals, das nach Relief- und Polarisationsfarben zu dem im ganzen Gesteine sehr häufigen und auch in selbstständigen keilförmigen Krystalldurchschnitten auftretenden Titanit gestellt werden muss.

Der Epidot ist überall durch seine theils grüngelb, theils farblos durchsichtig werdenden, auch oft nach der Orthodiagonale säulenförmigen Durchschnitte optisch präcis bestimmt. Er beherbergt stellenweise häufig Einschlüsse, welche Bläschen führen und als Fluida zu betrachten sind.

Das dritte oben erwähnte Mineral wird farblos durchsichtig und erweist sich bei geringem Lichtbrechungsvermögen, also gegenüber dem Epidot sehr zurücktretendem Relief, stark doppeltbrechend; demgemäss zeigen die meisten Schnitte eine lebhaft Interferenzfarbe.

Dieser Umstand, sowie die Beobachtung durchwegs gerader Auslöschung zu den zahlreichen vorhandenen Spaltungsrisen, endlich das Auffinden der Querschnitte mit den zwei senkrecht verlaufenden prismatischen Theilungsrichtungen, welche auch das Axenbild einaxiger Minerale lieferten, lassen die Bestimmung als Skapolith schon optisch als eine vollkommen sichere erscheinen.¹ Eine weitere Bestätigung lieferte das Verhalten vor dem Löthrohre (leicht mit Aufschäumen schmelzbar), sowie endlich die Behandlung mit Kieselflussssäure, welche eine reine Ca-Al-Reaction gab. Die Skapolithe setzen sich zwischen den Epidotsäulchen, also jünger als diese und vollkommen allotrimorph in der Begrenzung oft millimeterweit fort. Durch die Gegenwart dieses Minerals schliesst sich unser Gestein den Amphiboliten an, welche Mügge² vom Pangani-Fluss und Litaemagebirge beschreibt. Ein anderes Vorkommen ist in dem goldführenden Chuosgebirge am Kan- und Schwachauflusse in Deutsch-Südwest-Afrika von Dr. Gürich constatirt worden.³

Die Art des Auftretens des Skapoliths ist in den Figuren 4 und 5 auf Tafel I zur Anschauung gebracht. Fig. 4 zeigt die charakteristischen, unter 90° verlaufenden Spaltrisse nach der quadratischen Säule im Schnitte $\perp$ zu derselben, während Fig. 5 bei etwas schiefer Beleuchtung einen Längsschnitt zeigt, mit den überaus markanten Reliefverhältnissen des Epidots.

Als accessorische Minerale müssen ausser dem schon erwähnten Titanit — interessant ist, dass Törnebohm⁴ das Skapolith-Vorkommen vom Brunsbergtunnel (Wernland) ebenfalls in einem titanitreichen Epidot-Hornblendegestein (Gneiss) auffand — noch Apatit, sowie minimale Mengen von Quarz erwähnt werden, welcher letzterer sich ganz sporadisch in Zwischenräumen der anderen Bestandtheile vorfindet, auch wohl pseudopodienähnliche Fortsätze in Hornblende entsendet, welche Ähnlichkeit mit granophyrischer Structur haben. Als Einschluss in ihm wurde vereinzelt Zirkon beobachtet. Erze fehlen im Gesteine vollständig.

19. Anorthit-Diorit-Schiefer.

„Doenje Erok in Turkana.“

Makroskopisch erscheint das flasrige Gestein aus abwechselnden, unregelmässig ineinander greifenden Lagen von weissem bis schwach grünlichem Feldspath und dunkelgrünen Amphibolsäulchen bestehend, deren Länge von winzigen Dimensionen bis zur Grösse einiger Millimeter schwankt. Unter der Loupe werden die zarteren Amphibolsäulchen schön hellgrün durchsichtig und nehmen ein aktinolithartiges Aussehen an; die Feldspatkörner dagegen verrathen nur selten durch Zwillingstreifung ihre Plagioklasnatur.

¹ Becke erwähnt das Vorkommen desselben auf Grund des gleichen optischen Befundes im Augit-Gneiss von Mühlfeld im Waldviertel. Tschermak, Mittheil. 1882, IV, S. 369.

² A. a. O. S. 583.

³ Deutsche Colonialzeitung 1890, S. 82, sowie Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1890, 3. Heft.

⁴ Siehe Rosenbusch, Phys. I, S. 314: Skapolithförande bergarter. Geol. Fören. i Stockholm. Förhandl. 1882, VI, Nr. 75, S. 193 ff., sowie Rosenbusch, a. a. O. S. 317.

Unter dem Mikroskope ist letztere allenthalben deutlich sichtbar, doch bilden in der Regel nur wenige Lamellen einen Zwillingstock. Da isolirte Blättchen nicht geschliffen werden konnten, so wurde im Dünnschliffe nach symmetrisch auslöschenden Durchschnitten gesucht und in vier Fällen Werthe erhalten, welche zwischen $24^{\circ}5$ und $37^{\circ}2$ lagen. Dies spricht unter Berücksichtigung der, der statistischen Methode Michel-Lévy's anhaftenden Mängel¹ durch den hohen Maximalwerth für eine entschieden sehr basische Zusammensetzung, ein Ergebniss, welches durch die an sechs beliebig genommenen Splittern vorgenommene Bořický'sche Probe vollkommen bestätigt wurde. Es fanden sich nämlich in allen sechs Proben ausschliesslich nur die Kryställchen der Ca-Verbindung vor, woraus bei der Empfindlichkeit der Reaction auf Na mit Sicherheit auf Anorthit geschlossen werden darf.

Interessant sind die im Anorthit als Einschlüsse vorhandenen zahlreichen Mikrolithe von Hornblende, welche analog wie in den corsicanischen Kugeldioriten auftreten, hier jedoch in den überwiegendsten Fällen in orientirter Lagerung. Die Fig. 6 auf Taf. I gibt ein Beispiel davon.

Man bemerkt die in der Grösse sehr schwankenden (von echt mikrolithischen Dimensionen: Säulehenlänge 0.004 mm bis zu 0.3 mm und darüber mit einer Querschnittsbreite von 0.05 mm), mit der häufigen Terminalbegrenzung (011), zuweilen auch (001) versehenen Säulehen, deren Querschnitte fast ausschliesslich prismatisch sind — nur an wenigen grösseren Krystallen ist auch ganz rare die Längsfläche vorhanden — mit ihrer Hauptachse parallel zu sechs Hauptrichtungen gelagert, welche mit den Flächen der Verticalzone: (100), (010), (110), ($\bar{1}\bar{1}0$), (130), ($\bar{1}\bar{3}0$) übereinstimmen; auch hat es den Anschein, dass die Säulehen, da sie in nahezu basalen Schnitten mit ihren Enden in gleicher Höhe liegen, sämtlich parallel zur Basisfläche sind.

Abgesehen von diesen primären Einschlüssen ist die Substanz der Anorthite völlig frisch und unzersetzt.

Der Charakter der als selbstständiger Gemengtheil auftretenden Amphibole ist der normale. Das Absorptionsschema ist das bekannte: $c \doteq b > a$; der Dichroismus ist recht lebhaft, wobei als Axenfarben c = dunkelblaugrün, b = olivengrün, a = gelbgrün gefunden wurden.

Als Maximum der Auslöschungsschiefe an Schnitten aus der Zone (110):(010) wurden im Dünnschliffe 21° beobachtet, das entspricht etwa 14° auf der Fläche 110, einem bei gemeiner Hornblende häufigen Werthe. Auch dieser Bestandtheil erscheint meist vollkommen frisch und nur spärlich sind die Stellen, wo faserige Paralleleinlagerungen von Mikroaggregaten vermuthlich secundär gebildeter Substanzen, deren Natur nicht bestimmbar war, den Beginn einer Umwandlung markiren.

Auffällig ist die Armuth des Gesteins an accessorischen Bestandtheilen, von denen unter dem Mikroskope nur geringe Mengen von schwarzem Erz, das durch ab und zu vorkommende, wenig deutliche Leukoxenbildungen als Titaneisen (die amphibolreichen Partien des Gesteins sind auch ganz unwirksam auf die Magnetnadel) angesprochen werden mag, zu erwähnen sind.

B. Die jüngeren Eruptivgesteine.

I. Nephelin-Basanit.

„In grossen abgerundeten Blöcken das Flussbett eines (zwischen Weru-Weru und Kirerema fliessenden) vom Kilimandscharo kommenden Flusses ausfüllend.“

Durch die rhombischen Durchschnittenformen der grossen, 1—2 cm messenden, lichtgrauen Feldspath-einsprenglinge ist dieses Gestein sofort als jenes erkenntlich, welches durch G. Rose² von derselben Fundstelle als Trachyt beschrieben und in der jüngst von J. Shearson Hyland über die Gesteine des Kilimandscharo veröffentlichten Arbeit³ zu den Nephelinbasaniten gestellt wurde. Hyland betont, dass ihm von diesem interessanten Gesteine ein reichliches Material zur Verfügung stand, welches von mehreren

¹ Man vergl. Becke's Urtheil darüber in Tschermak's Mittheilungen IV, 1882, S. 254.

² A. u. O. S. 246.

³ Tschermak, Min.-petr. Mittheilungen, Bd. X, S. 248.

Stellen vom Abhange des Kibo¹ stammt, deshalb sollen an dieser Stelle nur einige Ergänzungen den Resultaten seiner eingehenden Untersuchungen beigelegt sein, welche sich an dem mir vorliegenden Handstücke constataren liessen.

Die dunkle Farbe der Grundmasse, welche sich unter dem Mikroskope als fast gänzlich holokrySTALLIN erweist, da erst in hauchdünn hergestellten Schliffen Spuren einer amorphen gelblichen bis grünlichen Basis nachzuweisen waren, lässt a priori eine grosse Basicität des Gesteines erwarten. Man sieht sich darin jedoch getäuscht, wenn man den mineralogischen und chemischen Bestand desselben einer Prüfung unterzieht.

Die Feldspathe und der bezüglich seiner Menge allerdings recht schwankende Nephelin bilden die Hauptmasse, welche in weit geringerer Menge, als dies bei feldspathführenden Basalten sonst die Regel ist, von den Bisilikaten begleitet werden. Die Feldspathlamellen selbst zeigen alle Merkmale des Sanidins: sie sind nicht, oder nur zu zweien verzwillingt und löschen stets vollkommen — auch die Zwillinge — gerade aus. Man würde daher gezwungen sein, ohneweiteres von einem trachytischen oder phonolithischen Charakter der Grundmasse zu sprechen, wenn die Resultate der Analyse damit in voller Uebereinstimmung stünden. Diese sind, soweit die Mikroanalyse von Gesteinssplintern zur Entscheidung beitragen kann, derartig, dass die von Törnebohm, Mügge und Brögger bezüglich des Rhombenporphyrs von Christiania ausgesprochene Ansicht, dieselben seien ähnlich wie die Einsprenglinge zusammengesetzt,² eine Ansicht, welcher Hyland ebenfalls beipflichtet, nur an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Es pflegt nämlich der Gehalt an Natrium vorzuherrschen, während Kalium und Calcium in ungefähr gleicher Menge, Eisen aber in gleicher oder grösserer Menge als die Alkalien vorkommen. Von rein basaltischen Proben unterscheidet sich daher unsere Grundmasse durch zu geringen Calciumgehalt und würde die Gegenwart der meist stark basischen Plagioklasleichen derselben negirt werden, was mit dem optischen Befunde in sehr guter Uebereinstimmung steht.

Diese Verhältnisse waren massgebend, dass ich von meiner ursprünglichen, nur auf optischer Untersuchung fussenden Bestimmung dieses Gesteines als andesitischer Trachyt Umgang nahm, als mich die mittlerweile publicirte Arbeit Hyland's zu obiger Controle in chemischer Richtung veranlasste.

Der morphologisch ganz und gar nicht bestimmt definirte Nephelin verschwindet in unserem Handstücke unter der weit vorgeschrittenen Zeolithisierung. Die grossen Feldspatheinsprenglinge sind zum Theile ebenso wie alle die zahlreichen kleinen, microlithischen Hohlräume, in welche die Feldspathlamellen der Grundmasse mit schön idiomorpher Endigung oft bis in die Mitte hineinragen und dadurch Drusen bilden, welche bei flüchtiger Betrachtung mit sphärolithischer Anordnung verwechselt werden könnten, von einem isotropen farblosen Mineral durchsetzt, das gewöhnlich über einer ganz zarten schmalen Formation einer oder mehrerer radialfaserigen Schichten liegt. Wo sich die Fasern dieser Schichte zu sphärolithischen Aggregaten gruppieren, zeigen sie ein Interferenzkreuz von optisch positiver Natur; man hat es in ihnen also wohl mit Natrolith zu thun. Das ersterwähnte Mineral erfüllt auch im Handstücke grössere unregelmässige und verzweigte Hohlräume von mehreren Millimetern bis zu $1\frac{1}{2}$ cm Ausdehnung und konnte mikrochemisch (nach Bořický) als reines Na-Al-Silikat der Zeolithgruppe (im Kälbecken viel Wasser), durch das Verhalten vor dem Löthrohre aber (klares, Blasen haltendes Glas) als Analeim bestimmt werden.

Die Salzsäureprobe auf Nephelin, welche bei der reichen Gegenwart der Natron-Zeolithe natürlich positive Resultate liefert, verliert dadurch ihre entscheidende Bedeutung und ist nur mit grosser Vorsicht anzuwenden. Auch die Anwendung der Säure im kalten Zustande³ — ich erhielt eine vollkommen steife Gallerte aus dem Gesteinspulver — schützt vor Verwechslungen nicht, da ja beispielsweise Natrolith das gleiche Verhalten zeigt. Ich fand aber nach Tinction des geätzten Schliffes die (wenigstens ursprüngliche) Gegenwart des Nephelin für sehr wahrscheinlich und schloss mich daher der Hyland'schen Bestimmung als auch für unser Belegstück zu Recht bestehend an.

¹ Man vergl. die nach Localitäten zusammengestellte Tabelle am Schlusse dieser Arbeit (S. 87 [531].)

² Vergl. die Citate in Hyland's Arbeit, S. 254.

³ Nach Hyland. A. a. O. S. 249.

Über die Beschaffenheit der grossen Feldspatheinsprenglinge ist nach der erschöpfenden Darstellung des genannten Autors, welche neben mehreren Anderen¹ auch die Resultate der Miers'schen Untersuchung² der Feldspathe des von Bonney³ als „Orthoklas führender Augit-Andesit“ beschriebenen Gesteines erörtert, nicht mehr viel zu sagen. Hier sei nur erwähnt, dass an unserem Stücke die triklinische Natur durch die schon makroskopisch überall deutlich sichtbare Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz, zugleich in die Augen fällt, dass die so bezeichnende Begrenzung durch die *T*, *l* und *y*-Fläche durchgehends herrscht, und dass die Schiefenmessungen an den Spaltblättchenschliffen die Werthe $1^{\circ}8$ (001) und $3^{\circ}5$ (010) ergaben. Die basalen Blättchen zeigten nur das Streifensystem nach 010 und zwar in äusserster Feinheit und stark wechselnder Lamellendicke, so dass man überaus an eines der Streifensysteme des Mikroklin gemahnt wird. Die von Hyland angegebene zweite Streifung auf 001⁴ konnte ich nicht beobachten, zweifle aber gar nicht, dass sie vorhanden ist, da an mehreren anders orientirten Durchschnitten Andeutungen einer äusserst zarten Gitterstructur bestimmt zu beobachten waren. Die Bezeichnung als Natron-Mikroklin ist sonach eine recht zutreffende.

Die Bořický'sche Probe steht mit den durch genaue Analysen⁵ gefundenen Resultaten in vollem Einklange und beweist gerade in diesem Falle ganz besonders ihre ausgezeichnete Verwendbarkeit zur Diagnose der Feldspathe. Ich fand annähernd durch Schätzung $\text{Ca} = \frac{1}{6}$ und $\text{K} = \frac{1}{3}$ der Na-Menge, während Hyland's Analyse als Verhältniss der drei Feldspathmoleküle 1:2:4 ergab.

Über die Art der so häufigen Einschlüsse in den Feldspathe sei auf Hyland's Untersuchungen verwiesen; die vielfache Zeolithisirung wurde bereits erwähnt.

Das Vorkommen des Augit sowohl als spärlicher Einsprengling wie als Grundmassengemengtheil ist identisch mit demjenigen im Vergleichsgesteine von der Höhe. In unseren Schliffen wurde kein erheblicher Pleochroismus beobachtet, dagegen ist er in den wenigen porphyrischen Vorkommnissen, wie Hyland bemerkt, in der That schlecht begrenzt und in unserem Falle von einem Netze von Basiseinschlüssen durchzogen. Einmal hat man es mit einigen ganz regellos aneinanderstossenden Individuen zu thun, welche in voller Umwandlung begriffen sind, welche ein olivengrünes, schwach polarisirendes, radial- bis quergefasertes und geschupptes chloritisches Secundärmineral liefert, das an einer Stelle (man vergleiche Figur 1 auf Tafel II) alle charakteristischen Eigenschaften des Helminths zeigt. Die so häufig mit dem Augit in Gesellschaft auftretenden Minerale Magnetit und Apatit bleiben dabei in der Regel ganz unverändert; häufig ist indessen der ehemalige Augit vollständig zu einem grünen oder braunen Faseraggregate geworden, das gewöhnlich von einem zusammenhängenden schwarzbraunen Erzrand (Limonit) umgeben ist, der die unregelmässigen Conturen des ehemals in magmatischer Resorption befindlich gewesenen Krystalls aufweist.

Noch spärlicher als der Augit ist Olivin in erster Generation vorhanden; doch seine Gegenwart ist an zum Theile noch unzersetzte Reste enthaltenden Durchschnitten vollkommen sicherzustellen.

Das so bezeichnende Vorkommen des Biotits in der Grundmasse hat Hyland bereits hervorgehoben. Es sind unregelmässige, gegen die übrigen primären Bestandtheile allotrimorphe $0.01-0.06$ mm messende Lättchen, welche nur dort die Form von Lamellen zeigen, wo sie mit freier Endigung in die zahlreichen kleinen miarolithischen Hohlräume des Gesteins hineinragen. Sie sind, wie dies auch Mügge in den von ihm beobachteten Grundmasse-Biotiten der Amphibol-Andesite von S. Miguel und Fayal anführt,⁶ vollkommen unzersetzt und frei von den Magnetit-Augiträndern, wie man sie an älteren Einsprenglingskrystallen dieses Minerals sonst häufig beobachtet.

¹ Man vergl. auch Fletcher L., Note on feldspar from Kilima-njaro. Min. Magaz. 1887, VIII, Nr. 34, p. 131.

² Mineralogical Magazine 1886, Nr. 32, 7, p. 10—12.

³ A. a. O. S. 682 u. s. f.

⁴ A. a. O. S. 253.

⁵ Hyland a. a. O. S. 256 u. 258.

⁶ Azorengesteine. N. Jahrbuch 1883, II, S. 224.

Zum Schlusse sei noch des in geringen Mengen vorkommenden Akmites gedacht, der neben dem Angit als ein Übergangsbestandtheil zu gewissen nach der Grundmassenstructur mit unserem Gesteine recht ähnlichen basaltoiden Phonolithformen vorhanden ist. Die Cossyrit-Führung wurde von Hyland unentschieden gelassen, wegen der zu geringen Dimensionen dieses Bestandtheils. Durch den Vergleich mit den Phonolithen des Kenia (vergl. S. 49[493] und 54[498]), wo an dem Auftreten des Akmites (respective Cossyrites nach Rosenbusch,¹ Förstner² und Mügge³) nicht zu zweifeln ist, konnte eine Sicherstellung seiner Anwesenheit auch in diesem Gesteine gewonnen werden.

II. Basanit-Conglomerat.

„Auf dem Wege von Klein-Aruseha nach Kahe.“ (Siehe S. 67 [511], unter C)

III. Limburgit.

„Kilimandscharo, von 9000' aufwärts häufig, als loses Geröll oft auch lebhafter roth (zinnober bis ziegelfarben) und dann mit weniger Krystalleinschlüssen. Grau gefärbte Trachyte⁴ bilden das Hauptgestein.“

In der schlackigen, an Poren von winziger bis zu mehreren Millimetern Grösse überaus reichen, dunkelbraunrothen Grundmasse sind zahlreiche Krystalle von Augit, in zweiter Linie von Hornblende und endlich von Olivin enthalten.

Viele derselben sind zerbrochen und zeigen sowohl Merkmale der mechanischen als auch der chemischen Deformation. Die Grösse der Einsprenglinge überschreitet kaum 5 mm; die Mehrzahl ist kleiner. Die Begrenzungselemente sind die bei porphyrisch entwickelten Basalten gewöhnlichen. Der Olivin ist mit einer Umwandlungskruste von Rotheisen umkleidet.

Durch diesen makroskopischen Befund ist bereits ersichtlich, dass man es mit einem Gesteinsstück zu thun hat, welches der Varietät II der Limburgite entspricht, die Hyland vom Aschenfelde am SO-Hang des Kibo eingehend beschreibt.⁵ Hier folge nur eine knappe Charakteristik des mikroskopischen Befundes an unserem Belegstück, welche noch vor dem Erscheinen der Hyland'schen Arbeit entstanden war, und durch den vollkommenen Parallelismus der Beobachtungen den Beweis für die Gleichheit des Gesteines erhingt.

Die Augite sind scharf begrenzt, hellgraulichgrün, durchsichtig und von unregelmässigen Grundmasse-Einschlüssen durchzogen. Eine etwas dunkler (mehr bräunlich) gefärbte Randzone von weniger schiefer Auslöschung grenzt durch eine einschlussreiche Zone an den älteren Krystalltheil. Corrosionen in Form unregelmässiger Einbuchtungen der Grundmasse sind häufig. Nach Hyland kommt auch Olivin als Einschluss vor.

Die Hornblende wird mit orange-gelber Farbe durchsichtig; ihr prächtiger Pleochroismus schwankt in Spaltblättchen zwischen dunkelbräunlich-kirschroth || c und hellgrünlich-orange ⊥ dazu. Die Auslöschung auf (110) ist fast vollkommen gerade. Ihre Begrenzung ist eine durch Abschmelzung der Krystallkanten abgerundete. Einschlüsse wurden in der ganz frischen Krystallsubstanz nur wenige der Grundmasse zuzuzählende gefunden, während die Hornblende selbst im Centrum mancher Augite in paralleler Verwachsung angetroffen wurde.

Der Olivin ist farblos, zeigt aber auf das schönste die randlich beginnende oder längs Spalten sich hinziehende Rothfärbung, welche von da aus ungemein zart in haarförmigen Zügen in das Innere des Krystalls vordringt, wie es in der Figur (Fig. 3, Taf. II) zur Anschauung gebracht wird. Der Pleochroismus

¹ Anmerkung auf S. 618 der Physiographie, Bd. II.

² Zeitschr. f. Krystallographie 1881, V, S. 348 ff.

³ Massai-Gesteine. A. a. O. S. 594.

⁴ Man vergl. darüber die an einem Geschiebe vom Ndurign-Hügel bei Made am Adi am NW-Fusse des Kilimandscharo gemachten Beobachtungen von Th. Liebisch (Monatsberichte der Berl. Akad. 1878, S. 774); dasselbe wurde von ihm als übereinstimmend gefunden mit den von G. Rose (Zeitschr. f. allgem. Erdkunde, Neue Folge, Bd. XIV) und J. Roth (ebenda Bd. XV) beschriebenen angitführenden Trachyten vom Kilimandscharo, welche Hyland (a. a. O. S. 208) als identisch mit seinen Basaniten betrachtet.

⁵ A. a. O. S. 230. Vergl. auch Tenue a. a. O. Anhang, S. 6.

der gefärbten Partien ist dabei sehr deutlich zu beobachten, auch gewahrt man bei hinreichender Vergrösserung (circa 300), dass die einzelnen, oft gewundenen Züge bandförmig, mit der Fläche nach der Richtung der Spaltbarkeit und Auslöschung (010) orientirt, durch den Krystall ziehen. Mit dieser Umfärbung geht, namentlich in den Randpartien, eine Ausscheidung von Rotheisen parallel, wodurch die Olivine trübe und schwer durchsichtig werden.¹

Die Grundmasse wird ungemein schwer pellucid, da das die krystallisirten Bestandtheile derselben enthaltende Glas mit Umassen von Eisenoxyd in winzigen globulitischen Körnchen erfüllt ist, welche auch die Eigenfarbe derselben fast vollständig verdecken. Die Glasbasis ist indessen der Masse nach in geringerer Menge vorhanden, als die sehr zahlreichen Augite zweiter Generation, welche den vorwiegenden Bestandtheil der Grundmasse bilden. Ihre Grösse ist unter 0.05 mm, die Form kurzsäulenförmig wie die der Einsprenglinge dieses Minerals mit vorwiegender Querfläche. Sie sind farblos bis schwach grünlich und oft nach (100) verzwillingt. Relativ recht häufig sind Olivine; ihre zweite Generation ist vollkommen durch Eisenoxyd roth gefärbt und stark pleochroitisch.² Ausserdem ist Magnetit in Körnern bis zur Grösse des Augits reichlich vorhanden.

Dass unser Gestein nach seinen Bestandtheilen und den Eigenschaften derselben offenbar recht nahe mit dem amphibolführenden Limburgit von der Insel Palma übereinstimmt, welchen v. Werveke³ beschrieben hat, hat bereits Hyland hervorgehoben.

IV. Hornblende-Phonolith.

„Stück von der Wand des 100 Fuss tiefen Magsuru-Flusses am Fern-Berge.“

Dieses rauhe, poröse, etwas weiche Gestein fällt sofort durch seine ausgezeichnete Lagenstructur auf, welche zur Ursache einer nach dieser Lagenfläche höchst vollkommenen, fast schiefrigen Absonderung wird. Auf dieser Bruchfläche ist es makroskopisch sehr dem dichten, grünlichgrauen trachytartigen Phonolithen ähnlich, etwa jenem von Holsaikluk bei Proboscet oder vom Berg Panna bei Rübendörfel in Böhmen, welche ebenfalls die in unserem Gesteine häufigen Hornblende- und Titanit-Einsprenglinge aufweisen.

Die Lagen bestehen aus abwechselnd hell und dunkler gefärbten Partien der dichten Grundmasse, welche sich durch den verschiedenen Feldspathgehalt von einander unterscheiden. In mehr weniger paralleler Lage sind die Einsprenglinge darin eingelagert, zumal die 1—3 mm grossen schwarzen Amphibolsäulehen, so dass man in Schliffen senkrecht zu dieser Richtung fast nur Querschnitte derselben vorfindet.

Manche der Säulehen zeigen matte, unregelmässige Bruchflächen: es sind Augite.

Feldspath ist in ebenso kleinen, doch viel selteneren Krystallen wie die vorerwähnten Minerale vorhanden; sie sind wasserhell, theilweise von abgerundeten (angeschmolzenen) Formen⁴ und zeigen Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader Gesetz. Die Mikroanalyse stellte sie zu Anorthoklas (Natronmikroklin).

Accessorisch treten Titanit in fast weingelben Kryställchen und Magnetit, dieser in einigen Millimeter grossen Nestern auf.

Unter dem Mikroskope erscheint die Grundmasse aus vielen Feldspathlamellen von 0.15—0.25 mm Länge zusammengesetzt, welche im Schliffe quer zur Absonderungsfläche in prächtig fluidaler Anordnung um die Einsprenglinge gelagert sind. Die Mehrzahl derselben lässt keine Zwillingsbildung erkennen und löset gerade aus; eine Quertheilung der von kochender Salzsäure unangreifbaren Lamellen ist oft zu bemerken, alles Umstände, die mit dem grossen K-Gehalt der an Grundmassesplittern vorgenommenen Kieselflussssäure-

¹ Dieselbe Thatsache wurde selbstredend auch von Hyland beobachtet und auf S. 226 in der Varietät I beschrieben; leider liegt von dieser so charakteristischen Umwandlung auf seiner Tafel (VII) keine Abbildung vor, weshalb die Figur hier ihren Platz finden soll.

² Vergl. Hyland's Bemerkungen darüber a. a. O. S. 231—232; ihre Grösse (0.01—0.05 mm) und Form gleicht sehr den von v. Werveke gegebenen Zeichnungen (l. c. s. w. u. S. 484, Fig. 3—9).

³ Neues Jahrbuch 1879, S. 481. Man vergl. auch Rosenbusch, Physiographie, II, S. 820.

⁴ O. Mügge erwähnt diesen Umstand auch an den „Plagioklas-Einsprenglingen mit sehr feinen Lamellen“ in den von ihm untersuchten Tephriten von derselben Gegend. A. a. O. S. 601.

proben für Sanidin sprechen. Es ist übrigens zweifellos, dass einige der grösseren Lamellen ($0.35 \times 0.03 \text{ mm}$), welche bei gewöhnlicher, circa 100maliger Vergrösserung die von einer Seite zur andern laufende undulöse Auslöschung zeigen, bei starken Vergrösserungen die überaus feine Zwillingsstreifung des Anorthoklases erkennen lassen, etwa in der Weise, wie es Mügge an grösseren (1 mm) Kryställchen der Akmit-Trachyte vom Thale Kiwangaie (Kilimandscharogebiet) beobachten konnte.¹ Es erscheint mir dieser Umstand hier jedoch bei dem im ganzen Habitus typisch phonolithischen Gesteine als kein ausreichender Grund, um die triklone Natur aller Lamellen anzunehmen und etwa von Tephriten zu sprechen.²

Der Nephelin tritt recht unbestimmt auf, namentlich die von den Sanidinleisten so erfüllten Querschliffe lassen ihn schwer erkennen; weit besser ist er in den Schliffen nach der Absonderungsfläche optisch sicherzustellen, da sich Längs- und Querschnitte unterscheiden lassen; im polarisirten Lichte jedoch kommt bloss das verwachsen-allotrimorphe Aggregat zur Erscheinung, das erst chemisch durch Tinction der Gallertbildung des mit HCl behandelten Schliffes, sowie durch die NaCl-Würfelchen der Lösung als Nephelin bestimmt werden konnte. Zuweilen sind die Nepheline in gelbbraune Zeolithfaseraggregate umgewandelt, welche dann allenthalben in unregelmässiger Verbreitung zwischen den frischen Sanidinleisten vorkommen. Der Menge nach halten sich Nephelin und Sanidin etwa das Gleichgewicht; sie überwiegen weit über die farbigen Bestandtheile der Grundmasse.

Diese bestehen nur aus zahlreichen grünen Augitsäulchen und Mikrolithen desselben Minerals. Erstere erreichen bisweilen die Grösse der Sanidine und sind durch den Mangel an Pleochroismus, sowie stark schiefe Auslöschung (circa 30°) charakterisiert; auch Endflächen [(001) und (111)] sind häufig zu beobachten. Aegirin fehlt oder ist nur ganz untergeordnet vorhanden.

Magnetit ist zahlreich in kleinen und grösseren Körnern verbreitet; häufig ist auch Apatit.

Die Lagenstructur ist durch abwechselnde sandinreiche Züge und solehe, welche mehr Nephelin, sowie viele Augitmikrolithe und Magnetit nebst winzigen Mikrolithen unbestimmter Natur enthalten, bedingt; es sind indessen wenig scharf begrenzte nur sehr schmale (circa 0.1 mm) Lagen, welche umso verwischter erscheinen, je stärker vergrössert das Bild ist. Auch die Porosität der Grundmasse ($0.1\text{—}0.2 \text{ mm}$ grosse, recht zahlreiche Hohlräume finden sich vor) verdient als Characteristicum des trachytoiden Habitus des ganzen Gesteines hervorgehoben zu werden. Ein Bild der Structurverhältnisse der Grundmasse gibt die Fig. 5 auf Taf. II, welche eine Partie eines senkrecht zur Richtung der Absonderung bergestellten Dünnschliffes darstellt.

Die mikroskopische Beschaffenheit der Einsprenglinge ist folgende: Die Hornblende zeigt rein basaltische Eigenschaften. Sie ist immer scharf begrenzt von (110), (010), (111) und (001), häufig verzwillingt nach (100) und besitzt überaus starken Pleochroismus und Absorption: $c \doteq b$ = dunkelbraun bis schwarz, a = hellgelblichbraun, $c:c = 4\frac{1}{2}^\circ$, da Spaltblättchen mit 5° schief auslöschen. Manche der Säulchen sind peripherisch dunkler gefärbt. An Einschlüssen finden sich Apatit, Titanit, Magnetit und recht oft auch der Augit, seltener Theile der Grundmasse vor. Zu betonen ist, dass hier nirgends die sonst so häufigen Resorptionserscheinungen und Mäntel von Magnetit-Augit-Aggregaten auftreten, wie sie von Mügge in den benachbarten Tephriten ebenfalls beobachtet wurden. Die Parallellagerung der Hornblenden äussert sich sehr hübsch durch gleichzeitiges Auslöschen benachbarter Schnitte. Die Mikroanalyse ergab keinen Natriumgehalt der Hornblende.

Augit ist unter den Einsprenglingen ebenso häufig wie die Hornblende vorhanden; seine Krystalle werden grün durchsichtig, sind zonar gebaut und ebenfalls scharf begrenzt; lang-prismatische Formen herrschen. Unter den Einschlüssen walten Glas und Grundmasse vor, daneben finden sich Apatit, Magnetit und Titanit. Er ist ein zweifellos älterer Gemengtheil als die Hornblende.

Über die wenigen Anorthoklas-Einsprenglinge (Natronmikroklin) sei nur bemerkt, dass ihr Aussehen bei hier vollkommener Frische der Substanz im übrigen ganz demjenigen in den früher beschriebenen

¹ A. a. O. S. 591—592.

² Vergl. das beim Basanit vom Wernwera—Kirerema diesbezüglich Gesagte, S. 40 [484].

Basaniten gleicht. Die überaus feinen Lamellen auf der Basisfläche, welche nicht durch den ganzen Schnitt verlaufen, sondern sich allmählich in nicht gestreifte Stellen verlieren, sind recht bezeichnend.

Erwähnenswerth ist noch das Vorkommen eines **Nephelinit**-Einschlusses von camptonitischem Typus in unserem Gesteine. 0.1—0.3 mm lange, unregelmässig durcheinander gelagerte idiomorphe Nadeln von Hornblende und Augit, erstere an den Querschnitten (110) (010) deutlich erkennbar, sowie stark pleochroitisch, enthalten in den Zwischenräumen wenig Nephelin, welcher von kleinen, langnadel förmigen Mikrolithen erfüllt ist und keine idiomorphe Begrenzung zeigt.

Einsprenglinge sind Augit, weniger Hornblende und viel Magnetit in Krystalldurchschnitten. Apatit und Titanit sind accessorisch. Die Grundmasse enthält viele Poren. Der Einschluss ist recht ähnlich dem Augitit-Einschlusse in dem nächstfolgenden Gesteine (vergl. S. 46 [490]), doch ist hier der Reichthum an Hornblende zweiter Generation, sowie der Nephelinge halt charakteristisch.

V. Nephelinit.

„Gerölle aus dem 100 Fuss tiefen Bette des Magsuru (am Meru-Berge). Alle Meru-Bäche und -Flüsse sind mit diesen Blöcken erfüllt.“

In dem vorliegenden Gesteine ist ein neuer Typus der ostafrikanischen Nephelinite gegeben, der von den beiden Hauptvarietäten dieses Gebietes, welche O. Mügge aus der Umgebung des Vulkans Dönjo Ngai beschrieben hat,¹ und die sich dem doleritischen Typus anschliessen, erheblich abweicht.

Es liegt ein Übergang aus dem phonolithischen Typus Rosenbusch's in den Camptonitischen vor. Die Farbe ist ziemlich licht grangrün; die Struktur eine ausgesprochen porphyrische, indem Nephelin, Augit und Titanit makroskopisch sofort als Einsprenglinge in der dichten, etwas schlackigen Grundmasse erkannt werden.

Die Nepheline sind in schön idiomorphen 1—2 mm grossen, zumeist weiss erscheinenden Krystallen vorhanden, deren zonaren Bau (durch theilweise Zonithisirung) man schon unter der Loupe sehen kann. Ihre Anzahl ist eine ziemlich grosse, doch wird dieselbe von der Zahl der schwarzen, im Bruche dunkel pistaziengrün erscheinenden Augite übertroffen, welche in säulenförmigen Krystallen von vorherrschend orthopinakoidaler Begrenzung auftreten. Die obere Grenze der Länge dieser Säulen beträgt 5 mm, die Maximalbreite etwa 2 mm. Nach abwärts finden sich alle Dimensionen vor bis zu den mikroskopischen Individuen der Grundmasse. Diesem stetigen Übergang zwischen den Grössen der porphyrisch angeschiedenen (intratellurischen) und den Krystallen der Effusionsperiode entspricht naturgemäss die vollkommen intacte krystallographische Begrenzung der älteren Augite, deren Wachstum bis in die letzte Phase der Gesteinsbildung ohne Unterbrechung andauern konnte.

Der Titanit zeigt die bekannten licht grünlichgelben bis 2 mm langen Säulen $\left[\frac{2}{3} P 2, (12\bar{3})\right]$ von rhombischem Querschnitt.

Unter dem Mikroskope erscheint zunächst die Grundmasse als ein holokrystallines Aggregat von vollkommen idiomorphem, weit vorwiegendem Nephelin sowie Augit, beide in zweiter Generation. Der erstere ist so charakteristisch entwickelt, dass jede chemische Prüfung überflüssig wird. Die Durchschnitte sind 0.02 bis 0.05 mm gross; selten finden sich 0.1 mm grosse Krystalle, die dann schon in die Reihe der Einsprenglinge (erste Nephelin-Generation) zu stellen sind. Die zum Theil parallel den Krystallumrissen eingelagerten stäbchenförmigen Mikrolithe sind allenthalben, doch nirgends in grosser Menge verbreitet.

Der Augit der Grundmasse ist weniger gut charakterisirt. Meist bildet er dünne Säulen nach Art der grösseren Krystalle, doch ist eine regelmässige krystallographische Begrenzung der etwa 0.02 mm messenden Stengelchen nicht zu erkennen. Er wird grün durchsichtig, wie die grossen Krystalle und hat grosse Auslöschungsschiefen wie diese, wodurch er sich von Aegirin, an welchen man noch denken könnte, ebenso wie

¹ Neues Jahrbuch f. Min. etc.; Beilageband IV, S. 594.

durch den Mangel eines ausgesprochenen Pleochroismus unterscheidet. Vielfach nimmt er aber auch die Gestalt unregelmässiger Körnchen an und sinkt zu mikrolithischen Dimensionen herab.

Ausser dem Augit tritt in der Form von winzigen, durchschnittlich kaum 0.01 mm grossen, unregelmässigen Körnchen, Blättchen oder kurzen Säulehen ein braunes, stark pleochroitisches Mineral auf, das erst unter Anwendung der stärksten Vergrösserungen (Immersionssysteme) einigermaßen sicher zu bestimmen war. Es polarisirt lebhaft und ist, wie in dem an früheren Stellen beschriebenen Basanit und Phonolith (m. vergl. S. 42 [486] und 49 [493]) zu Akmit zu stellen.

Ein Glas fand sich nicht vor, dagegen wieder Apatit und in etwa 0.03 bis 0.1 mm messenden, selten grösseren Körnern Magnetit. Man vergl. das Grundmassenbild Taf. II, Fig. 6.

Die mikroskopische Beschaffenheit der Einsprenglinge ist vollkommen normal. Die Augite werden gelbgrün bis grün durchsichtig und liefern Querschnitte, welche das Vorherrschen der Querfläche (100) und das Zurücktreten der Säulen- (110), noch mehr aber der Längsfläche (010) deutlich zeigen. Die langen Schnitte parallel c sind durch das Pyramidenflächenpaar (111) abgeschlossen. Die Nepheline stehen im Beginn einer zumeist in Zonen parallel den Begrenzungsflächen stattfindenden Umwandlung in ein isotropes Mineral (Analcim). Ihr parallel zur Hauptachse faseriges Aussehen ist an jedem Längsschnitte zu beobachten. Des Öfteren enthalten sie Einsprenglingsaugite als Einschluss. Die rhombenförmigen Titanitdurchschnitte sind sehr häufig.

Als scharf begrenzte Einschlüsse von etwas dunklerer, mehr grauer Farbe, finden sich im Handstücke Brocken eines anderen Gesteins vor, das sich unter dem Mikroskope als ein fast anschiesslich aus wirr durcheinander gelagerten Augitnadeln mit grösseren Augitkrystallen bestehendes Gewebe darstellt: **Augitit**. Es enthält schwammartig zahlreiche feine Poren und ist von einem spärlichen Glaskitt zusammengehalten, welcher farblos ist und durch zahlreiche Globuliten getrübt erscheint.

Unter den Angiten können deutlich zwei Generationen unterschieden werden: nach 100 lang tafelförmige, grün durchsichtige Einsprenglingskrystalle (zum Theile mit gelbem Rand und verzwilligt; Maximallänge 0.5 mm) und graubraune prismatische nadelförmige etwa 0.1 bis 0.3 mm lange Krystalle der Effusionsperiode. Nur Apatitsäulehen sowie reichliche, circa 0.02 mm grosse Magnetitkörner betheiligen sich noch an der Zusammensetzung dieser Einschlüsse, die offenbar dem Limburgit Mügge's aus der Ebene von Gross-Aruseha¹ sehr nahe stehen.

VI. Trachyt (Quarztrachyt).

„22. 9. 1887. Kikuyu.“

Zwei kleine Stücke des stark verwitterten Gesteins zeigen in einer kaolinisirten lichtgrauen Grundmasse nur spärliche, $1-2\text{ mm}$ grosse Sanidine als Einsprenglinge, zu denen sich als Seltenheit Quarz erster Generation gesellt. Die vorhanden gewesenen Bisilikate sind vollständig in Limonit umgewandelt; aus den Durchschnitten lässt sich auf Biotit und Hornblende schliessen; auch diese Krystalle sind recht selten.

Die Bořický'sche Probe an den ganz unverändert gebliebenen Sanidinen erwies sie als sehr natriumreich.

Die mikroskopische Untersuchung eines kleinen Grundmassen-Dünnschliffes reiht das Gestein an den zwischen Rudolf- und Stefanie-See gesammelten Felsoliparit (vergl. S. 66 [510]) an, mit dem es bezüglich der Struktur und Zusammensetzung der Grundmasse als identisch gelten kann, und dessen Einsprenglings- und insbesondere Quarz-arme graue Varietät es darstellt.

Auffallend ist der für Trachyte hohe Eisengehalt der Grundmasse, welchen Splitter derselben, der Bořický'schen Probe unterworfen, anzeigten; dadurch wird auch die starke rostige Verwitterungsrinde des Gesteins erklärt.

¹ A. a. O. S. 602.

VII. Basalt.

„Kikuyu-Gestein.“

Die kleine vorliegende Gesteinsprobe ist im Bruche grau bis granschwarz, etwas rauh, doch kaum porös, da alle ursprünglichen, bis circa 1 mm grossen Blasenräume mit Zeolithen erfüllt sind, welche auch das Bindemittel für die das Gestein breccienartig zusammensetzenden eckigen Basaltstücke abgeben.

Man unterscheidet makroskopisch sogleich zweierlei dieser so reichlich vorhandenen secundären Bildungen: ein weisses radialfaseriges Aggregat und ein farbloses, wasserhelles körniges Mineral. Letzteres wurde nach dem Verhalten vor dem Löthrohre, der Spaltbarkeit und der mikrochemischen Analyse als Chabasit bestimmt; das erstere lieferte dieselben Mikroreactionen (Al, Ca und K), ist also in zweiter Al-Ca-K-Zeolith mit Neigung zur Bildung kugeliger Krystallgruppen — wahrscheinlich Gismondin, da an Desmin, des mangelnden Na-Gehaltes halber, schwer gedacht werden kann.

Beim Betrachten des Dünnschliffs unter dem Mikroskope ist man geradezu überrascht von der Verbreitung der beiden Zeolithe, welche das Gestein gleichsam imprägniren und den Hauptbestandtheil desselben, den Plagioklas, nahezu gänzlich umgewandelt haben. Man sieht die zahlreichen, bis 0.4 mm grossen Leisten desselben mit etwa gleichgrossen, doch weniger zahlreichen Augitsäulchen und wenigem, zersetztem Olivin vergesellschaftet, zwischen welchen Mineralen eine an winzigen Magnetit-Octaederchen überaus reiche aus kleinen Augiten und farbloser Glasbasis bestehende Mesostasis vorkommt, welche dem Gesteine die nach Rosenbusch als „Meissner Typus“ bezeichnete Art der Basaltstruktur verleiht. Auffallend ist dabei der durch die Zeolithisirung des Feldspaths bewirkte Umstand, dass sich die so charakteristische Structur bei gekrenzten Nicols vollkommen verliert und in sehr dünnen Schliffen auch nicht eine Spur der so schön idiomorphen Plagioklase sichtbar bleibt, sondern das Ganze als ein gleichmässig körniges Aggregat des schwach doppelbrechenden Chabasits und des lebhaft polarisirenden Augits erscheint.

Porphyrisch treten unter dem Mikroskope nur einzelne oder Gruppen grösserer (1 mm), zum Theile sanduhrförmigen Aufbau zeigender Augite auf. Die Mikroanalyse des Gesteinssplitters ergab vollständigen Mangel des Natriums; da dasselbe auch unter den Zeolithen nicht gefunden werden konnte, so ist es wahrscheinlich, dass die Plagioklase ursprünglich reiner Anorthit gewesen sind.

VIII. Anorthoklas-Phonolith.

„Plateau am Westfusse des Kenia (Ndoro-Lager) 6000'.

Var. A. Das Gestein weist makroskopisch einen durch die grossen Feldspatheinsprenglinge ähnlichen porphyrischen Habitus auf, wie der S. 39[483] besprochene Nephelinbasanit vom Kilimandscharo, doch unterscheidet es sich zunächst durch die etwas bräunlichere Farbe der dichten Grundmasse, sowie durch die theils rectanguläre, theils mehr leistenförmige Begrenzung der Durchschnitte der Feldspatheinsprenglinge, welche im Handstück die Grösse 1 cm nur selten übersteigen. Sie kommen aber in der Nachbarschaft jedenfalls in weit grösseren Dimensionen vor, wie zwei vorhandene lose Krystallbruchstücke von etwa 3—4 cm Grösse beweisen. Aus den Durchschnitten war das Vorhandensein der Flächen *P*, *M*, *x*, *T* und *l* zu constatiren, sowie verschiedene Neigung zur tafelförmigen Entwicklung nach der Längsfläche. Gelappte und gebuchtete Einschlüsse der Grundmasse sind in den Feldspathen, welche man dem Ansehen nach für zweifellose Sanidine halten würde, schon makroskopisch leicht zu erkennen.

Ausser den zahlreichen Feldspathen tritt, an Menge und Grösse der Krystalle nicht viel nachstehend, Nephelin unter den Einsprenglingen auf. Seine auf den feinen Kluftflächen getrüben, an der Oberfläche des Handstückes aber stark zersetzten Krystalle zeigen auf frischen Bruchflächen den bezeichnenden Fettglanz in grünlichgrauer Farbe. Die Dimensionen des grössten Durchschnits (Säulenlängsschnitt) waren 5×7 mm. Splitter der Krystalle gepulvert, geben mit Salzsäure gekocht eine steife Gallerte und beim Verdunsten Kochsalzwürfelchen, so dass die Bestimmung eine vollständig sichere ist.

Auch hier werden farbige Einsprenglinge nur ganz klein (kaum 1 mm) und vereinzelt sichtbar; sie gehören dem Augit und Magnetit an.

Die Untersuchung der beiden grossen Feldspathbruchstücke, deren parallelopipedische Begrenzungen nur die Flächen *P*, *M* und α erkennen lassen, ergab an Spaltblättchenschliffen die folgenden correspondirenden Auslöschungsschiefen:

auf 001	auf 010
3°7	+ 5°6
3°8	7°7
3°2	8°3
circa 2°0	10°0

letztere Messung an einem kleineren Krystalle aus dem Gesteinshandstücke selbst.

Es ist aus diesem Werthe ersichtlich, dass mit der Abnahme der Schiefe auf 001 eine Zunahme derselben auf 010 parallel geht, ein Umstand, der mit dem von H. Förstner in seinen eingehenden Untersuchungen der Feldspathe von Pantelleria¹ gegebenen Diagramme in vollkommener Übereinstimmung steht. Die negative Abweichung von der (nach Schuster) für die Kalk-Natronplagioklase geltenden Linie der Auslöschungsschiefen auf 001 nimmt nach Förstner mit dem Gehalte an Kalifeldspath zu und fällt mit der Zunahme der Kalkverbindung. Da nun in unserem Feldspathe das Ca mikrochemisch mittelst der Bořický'schen Probe nur in geringer Menge nachzuweisen ist, während das Verhältniss der beiden herrschenden Alkalimetalle Na:K sich auf etwa 2:1 schätzen lässt, so spricht auch der chemische Befund für eine dem Plagioklase von Cuddia Mida (α der Tabelle Förstners) ganz ähnliche Beschaffenheit.

Die Breite der Lamellen wechselt ganz beträchtlich (Max. 0·05 mm bis 0·001 und darunter). Deutlich gestreifte Stellen gehen allmählich in ungestreifte über, wobei sich die Grenzen verwischen, im scharfen Gegensatze zu dem bei den Perthiten charakteristischen Verhalten. Es zeigen diese Stellen zum Theile durchwegs schiefe Auslöschung, gehören also einem einheitlichen Plagioklasindividuum an, theilweise aber ist die Auslöschung eine gerade und durch die ins Unauflösbare gehende Verzwillingung herbeigeführt. Einer der beiden grossen Krystalle zeigte sich in Partien getheilt, welche in verschiedenen Lagen, jedoch mit gleich bleibender Schiefe auslöschen, wodurch sich eine schwankende (nodulöse) in den einzelnen Theilen bis zu 5° in der Lage abweichende Auslöschung des ganzen Krystalles ergibt.

Man erkennt diese, offenbar durch Druckkräfte bewirkte Deformation schon makroskopisch an der Unebenheit beider Spaltungsflächen; die Längsfläche erscheint wie schwach wellenförmig, wobei die Wellenzüge zur Verticalaxe ungefähr parallel verlaufen.

Die goniometrische Messung an Spaltblättchen ergab demgemäss auch die in den Förstner'schen Beobachtungen² so genau und detaillirt erörterten Reflexions- und Bildverhältnisse nicht mit der wünschenswerthen Präcision, um Vergleiche mit bestimmten Typen der Plagioklase von Pantelleria anstellen zu können, zumal die Bilder auf der Längsspaltungsfläche meist viel zu wünschen übrig liessen. Es war stets eine in Folge der erwähnten Unebenheit ganz unregelmässig gruppirte Anzahl von Bildchen der Flamme im Gesichtsfelde, so dass nichts anderes übrig blieb, als auf die Mitte der ganzen Gruppe einzustellen, ein Vorgang, welcher ja durch den Mangel einer auf dieser Fläche sichtbaren Zwillingslamellirung gerechtfertigt erscheint. Auf der Basisfläche kamen in Folge der überaus zarten Lamellirung in der Regel nur einfache Bilder, und zwar „Orthoklas-Bilder“ zu Stande. Die Beugungsbilder, wie sie Förstner beschreibt, wurden nur an den Blättchen mit den breitesten Lamellen (0·02—0·04 mm) wahrgenommen, und beschränkte sich in unserem Falle die Messung auf die Enden der durch die Cumulationsbilder gelieferten Lichtbänder, wobei sich Werthe von 87° 31' bis 87° 51' (Mittel 87° 43') und 92° 18' bis 92° 20' ergaben. Die Mittelwerthe aus diesen Ablesungen entsprechen „Orthoklas“-bildern, welche nur 3 bis 5' von 90° differiren; an anderen Blättchen stieg diese Differenz auf 9', wieder andere ergaben vollkommen genaue Orthoklaswinkel zu beiden Seiten der Basisfläche, so dass man es, wenn man die von Rosenbusch als Kriterium der Anorthoklase aufgestellte ortho-

¹ Groth, Zeitschrift für Krystallographie, VIII, Taf. V, Fig. 19.

² Ebenda, S. 143 u. s. f.

klastische Spaltung¹ als diagnostisches Moment von ganz hervorragender praktischer Wichtigkeit gelten lässt, in unserem Phonolithe mit diesem Feldspathe als Stellvertreter des Sanidins erster Generation zu thun hat.

Hinzuzufügen wäre diesen Ergebnissen noch der Umstand, dass ein Schliff, welcher annähernd senkrecht zur Zone 001:010 geführt wurde, wie zu erwarten stand, im grossen Ganzen auch nur ein Lamellensystem, und zwar dasjenige nach dem Albitgesetze erkennen liess (man vergl. Taf. II, Fig. 2); hier zeigte sich aufs deutlichste der von Förstner wiederholt besprochene Aufbau der breiteren Streifen (Max. 0.05 mm) aus einer grossen Anzahl noch feinerer Individuen, der sich bis an die Grenze des Auflösungsvermögens der Objective verfolgen liess. Die Auslöschungsschiefe auf dieser Fläche (100) betrug 9°. Die partiell auftretende Querstreifung (z. B. bei *a* der Figur) ist auf das Gesetz: Zwillingsachse die Senkrechte auf *y* (201) zurückzuführen.²

Die pyknometrische Dichtebestimmung, an einschlussärmeren Splittern vorgenommen, ergab im Mittel aus mehreren Wägungen 2.598.

Herr Assistent J. Spüller und Herr J. Haiser (Laboratorium für chemische Technologie anorganischer Stoffe, Prof. J. Oser) hatten die Güte, eine Analyse des Feldspathes vorzunehmen. Das Material, welches dazu verwendet wurde, entstammt den einschlussärmeren Randpartien der Krystalle.

Zusammensetzung des Feldspathes.

		Nach Förstner: Feldspathe von	
		Rakhalé	Cuddia Mida
Kieselsäure (SiO ₂)	 = 66.11%	66.20	66.63
Thonerde (Al ₂ O ₃)	 = 19.04	19.86	19.76
Eisenoxyd (Fe ₂ O ₃)	 = 1.83	1.03	0.72
Kalk (CaO)	 = 1.66	0.80	0.38
Magnesia (MgO)	 = 0.18	0.17	0.30
Natron (Na ₂ O)	 = 6.60	7.45	7.31
Kali (K ₂ O)	 = 4.05	4.10	4.86
Zusammen	 99.47%	99.61	99.96

Das Resultat dieser Analyse stimmt also in hohem Grade mit jenem überein, welches für die Zusammensetzung der vergleichsweise angeführten Feldspathe gefunden wurde; der höhere Ca- und Fe-Gehalt ist auf Rechnung der Einschlüsse zu setzen.³

Unter dem Mikroskope findet man in der Grundmasse relativ nur wenige Sanidinleistchen. Die Hauptmasse derselben wird von dem wenig doppeltbrechenden Nephelin gebildet, den man bei starker (200 bis 300maliger) Vergrösserung an seinen kurz rectangulären und sechseckigen Durchschnitten recht gut erkennt. Die Säulchen desselben haben mittlere Dimensionen von 0.01 bis 0.02 mm und enthalten die so häufigen stäbchenförmigen Mikrolithe. Die Bestimmung ist in Folge der gut idiomorphen Form schon optisch eine sehr zuverlässige. Auch chemisch konnte durch Kochen des Pulvers der Grundmasse mit Salzsäure und die sich beim Verdunsten eines Tropfens der Lösung reichlich bildenden Würfelchen von Chlornatrium sowie durch die mittelst Fuchsinfärbung nachgewiesene Kiesel-Gallertbildung am Dünnschliffe der Nachweis für Nephelin zweifellos erbracht werden.

Als farbiges Bestandtheil der Grundmasse tritt in hervorragendster Masse Akmit (nach Rosenbusch wahrscheinlich Cossyrit) auf. Seine kleinen (0.01—0.02 mm), dunkelbraunen, säulchen- oder „stachel“-förmigen Gebilde und Schuppehen sind zwischen den Nephelinen und Feldspathleistchen reichlich und gleichmässig verstreut und zeichnen sich durch lebhaften Pleochroismus aus. Ähnliche kleine aber grüne, ebenfalls lebhaft pleochroitische Säulchen dürften dem Aegirin zugehören. Vielfach treten Mikrolithe in grünlichen Stäbchen und Säulchen auf, deren mineralogische Natur an Individuen von der Grösse der übrigen Grundmassebestandtheile mit Sicherheit als Augit festzustellen war.

¹ Physiographie I, S. 550.

² Vergl. Rosenbusch, Physiographie I, S. 550.

³ Förstner, a. a. O. S. 176 und 182.

⁴ Man vergl. die Anmerkung auf S. 618 der Physiographie, Bd. II.

Nicht selten finden sich Stellen, welche ein gelbes bis bräunliches Glas deutlich erkennen lassen.

Apatit und Magnetit treten als Accessorien in der Grundmasse auf, doch immer nur als vereinzelte Krystalle und Körner; ein durch die dunkle Gesteinsfarbe etwa zu vermuthendes reichliches Auftreten des letzteren findet — conform dem hohen Akmitgehalt — nicht statt.

Rosenbusch gibt an der bereits erwähnten Stelle¹ eine Beschreibung der phonolithischen Trachyte von der Costa de Zighidi und von Porticello auf Pantelleria, deren Grundmasse eine derjenigen unseres Gesteines offenbar ganz ähnliche Zusammensetzung besitzt. Der Unterschied liegt hier in dem Zurücktreten der Feldspathleistchen und dem zweifellosen Vorhandensein des Nephelins. Auch das Fehlen von Hauyn und Titanit ist für unseren Phonolith bezeichnend, der sowohl wesentliche Charaktere des trachytoiden Typus vermissen lässt, als auch von den rein nephelinitoiden Formen abweicht und sich durch den Reichthum der Grundmasse an Augitmineralen den basaltoiden Modificationen der Phonolithe anreihet.

Über die mikroskopische Beschaffenheit der Einsprenglinge sei folgendes bemerkt. Die Anorthoklase sind vielfach in durch Corrosion abgerundeten Trümmern theilweise auch als Splitter vorhanden, welche die von Renard² in Augit-Andesiten von Ascension beobachtete und erklärte Anordnung der Einschlüsse zeigen. Dieselben sind in dichtgedrängter Masse und selbst bei starker Vergrößerung winzig klein und fast schwarz (dunkelbraunes Glas?) in einer Zone parallel zu den unregelmässigen, deformirten Umrissen eingelagert, worauf wieder ein einschlussärmerer Feldspathmantel folgt, mit dem deutlichen „Anstreben regelmässiger krystallographischer Ausheilung.“

Grosse, meist mehrere Zehntel-Millimeter messende Grundmasse-Einschlüsse sind sowohl im ganzen centralen Theil der Anorthoklaskrystalle als in den grossen schon zum Theile makroskopisch recht erhebliche Randcorrosionen aufweisenden Nephelinen recht häufig. In den Feldspathen findet man in manchen dieser Einschlüsse neben viel secundärem central gelagerten, farblosen und isotropen Material — regulärem Zeolith — auch peripherisch die langen, dünnen Sanidinnadeln, wie sie in der Grundmasse der folgenden Varietät so häufig sind. Ausserdem sind in wiederholter zonarer Anordnung winzige Glaseinschlüsse mit Bläschen überaus häufig.

Der Augit ist in erster Generation im unveränderten Zustande nur sehr spärlich vorhanden. Er wird lichtgrünlich durchsichtig und enthält viele, meist unregelmässige und verzweigte Glas- und Grundmasse-Einschlüsse sowie häufig die älteren Apatit- und Magnetitkryställchen. Das einzige in einem halben Dutzend grösserer und kleinerer Dünnschliffe beobachtete Individuum, welches dieser Beschreibung zu Grunde liegt, war bereits erheblich vom Rande aus umgewandelt und die übergrosse Mehrzahl der Augitumrisse zeigenden Einsprenglinge war vollständig in ein meist gelbbraunes Aggregat von Fasern und Schuppen übergeführt, welche zum Theile lebhaft an Serpentin erinnernde Polarisationsfarben zeigen zum Theile aber auch, und zwar die parallelschuppigen Partien, deutlich grün erscheinen und zum Chlorit, respective Helminth zu stellen sind. Meist central vorhandene und dann in der Regel heller gefärbte, verworren filzige doppeltbrechende Aggregate sind sehr ähnlich steinmark- oder kaolinartigen Massen, und dürfen nach der in A. Knop's Untersuchungen an den Biliner Augitpseudomorphosen³ gegebenen Beschreibung wohl zweifellos zu Cimolit gestellt werden. Einzelne — und zwar die kleineren — Krystalle bestanden zur Gänze aus diesem Umwandlungsproducte.

Hervorzuheben ist das häufige Zusammenvorkommen von Augit in dieser umgewandelten Form mit den unverändert gebliebenen Magnetit- und Apatitkryställchen in unserem Gesteine; insbesondere Apatit ist in den Einsprenglingen — auch im Anorthoklas — allenthalben enthalten. Die grosse Ähnlichkeit dieser Phonolith-Varietät vom Kenia, insbesondere in der Grundmassen-Anscheidung und in dem Gehalte an Anorthoklas erster Generation mit dem Nephelin-(Anorthoklas-) Basanit vom Kilimandscharo (Weruweru-Kirerema) und die nahe Verwandtschaft dieser beiden Gesteine mit den Akmittrachyten Mügge's vom Naiwascha-See und dem Thale Kiwangaine⁴ sei nochmals besonders betont.

¹ Physiographie II, S. 618.

² Ebenda, S. 656.

³ Neues Jahrbuch f. Min. 1877, S. 700.

⁴ A. a. O. S. 590.

Var. *B.* Es liegt ein Handstück vor — leider ohne Begleitzettel — dessen petrographischer Charakter sich so nahe an den vorbesprochenen Anorthoklas-Phonolith anschliesst, dass es aller Wahrscheinlichkeit nach am selben Orte gesammelt wurde.

Die Farbe der Grundmasse ist etwas heller wie oben; es ist ein Graulichgrün, das durch Verwitterung einen braunen Ton erhält. Die Feldspathe — Anorthoklas — werden recht gross (die grössten massen $20 \times 14 \times 2 \text{ mm}$) und sind tafelförmig entwickelt, wodurch sie, da sie auch ihrer Substanz nach sehr frisch sind und die Zwillingstreifung makroskopisch kaum sichtbar wird, während eine deutliche Absonderung parallel zur Querfläche auftritt, einen typischen Sanidin-Habitus erlangen. Es liegt aber auch hier nach den Ergebnissen der Mikroanalyse nach Bořický ein Calcium-armer Natrium-Kaliumfeldspath vor, der wie im vorigen Gesteine etwa der Formel $Ab_2 Or_1$ entspricht, da Kalium recht reichlich in den Proben nachgewiesen wurde.

Die optische Untersuchung ergab zunächst, dass die tafelförmige Fläche nicht an allen Krystallen mit der Längsfläche (010) übereinstimmt, sondern dass sie in manchen derselben mit der Basisfläche (001) identisch ist, wie aus der überaus vollkommenen Spaltbarkeit, der äusserst feinen Zwillinglamellirung im dünn geschliffenen Spaltblättchen, die sich genau wie jene in der vorigen Varietät verhält, und aus dem geringen Grade der Auslöschungsschiefe ($2^\circ 2' - 2^\circ 5'$) hervorgeht. Es hielt recht schwer bei diesen Krystallen einen Spaltblättchenschliff nach der zweiten Spaltbarkeit herzustellen, da sich die Blättchen alsbald in einzelne Lamellen nach der Hauptsplattung trennten. Der auf der Basisfläche gefundene Werth der Auslöschungsschiefe schliesst sich an die beiden letzten im vorigen Gesteine ermittelten Werthe an; auch hier entsprach dem geringeren Werthe auf der Basis ein grösserer auf 010 nämlich ca. 8° . Parallelbeobachtungen an einer Reihe von mit Kieselflussssäure behandelten Probesplittern der in verschiedenem Grade auslöschenden Anorthoklase dieser beiden Phonolithvarietäten, welche die von Rosenbusch ausgesprochene¹ und von Förstner in seiner Tabelle² durch thatsächliche Belege gestützte Meinung: „es bewirke eine Zunahme des Albitgehaltes ein Sinken der Auslöschungsschiefe auf 001 bei gleichzeitiger Zunahme derselben auf 010“ illustriren sollten, blieben leider resultatlos, da die Schätzung des Mengenverhältnisses zwischen den beiden Alkalimetallen für diesen Zweck zu unsicher war.

Als zweites Einsprenglingsmineral tritt Nephelin in ganz derselben Weise wie in der vorigen Varietät auf. Von Einsprenglingen anderer Art sieht man nur kleine, etwa millimetergrosse Nester von Apatit und Magnetit, die ausserdem mit einer bräunlichen Zersetzungssubstanz (man vergl. die Angitumwandlung der Var. *A*) erfüllt sind.

Unter dem Mikroskope zeichnet sich die Grundmasse durch den Gehalt an reichlichen, fast fadenförmig dünnen Sanidinleistchen aus, deren Länge ca. 0.1 mm beträgt. Die Mehrzahl derselben ist nach einer Hauptrichtung stromförmig parallel gelagert, viele Leistchen sind auch schwach gekrümmt und endigen triehitisch, zum Theile gabelförmig; eine Zwillingbildung ist nicht zu bemerken.

Eine schwach gelblich- bis olivengrüne Glasbasis, welche durch zunehmenden Gehalt an kleinen Globuliten eine dunklere Färbung annimmt, ist recht häufig zu beobachten; doch tritt sie nicht gleichmässig zwischen den Gesteinselementen auf, sondern sie erfüllt in der Regel etwa 0.1 mm grosse miarolitische Räume, in welche die Sanidine u. s. w. mit freien Krystallenden hineinragen.

Die Nepheline der Grundmasse treten hier nicht so bestimmt idiomorph auf, wie in der vorigen Varietät, sie sind aber doch sehr zahlreich vorhanden. (Nephelin-Füllmasse, respective „Nephelinitoid“ Bořický's.)

Die farbigen Gemengtheile sind durch Augit-Körnchen, selten deutliche Krystalle desselben, sowie durch winzige und hier sparsamer vorkommende Akmite vertreten. Sehr kleine Magnetit-Körnchen sind dagegen reichlich vorhanden; Apatit ist auch in der Grundmasse häufig.

¹ Physiographie I, S. 550—551.

² Groth, Zeitschrift für Krystallographie, Bd. VIII, Taf. V, Fig. 19.

Die in der Var. *A* erwähnten umgewandelten Augit-Einsprenglinge finden sich auch hier vor. In ihrem Innern tritt zumeist viel farbloser isotroper Zeolith auf.

Einige in ihrem makroskopischen Aussehen ziemlich ähnliche Gesteinsbrocken liegen — leider nur als stark verwitterte Findlinge — mit der Ortsangabe

„Kenia“

vor. Allen eignet eine porphyrische Structur, welche durch vorwaltende Einsprenglinge von Plagioklas hervorgerufen wird, die in einer dichten, in Folge von Verwitterung braunen bis graubraunen Grundmasse eingebettet sind.

Das relativ frischeste der vorliegenden Gesteinsstücke ist als

IX a. Augit-Andesit

zu bestimmen. Die Plagioklas-Einsprenglinge treten zahlreich in mehr äquidimensionalen als tafelförmigen, einige Millimeter grossen Formen auf und enthalten ein Netz von grossen Grundmassecinschlüssen. Mikrochemisch wurde ihre Zusammensetzung als auf basischeren Oligoklas (in einem Falle nahezu $Ab_2 An_1$) hinweisend bestimmt, doch kehrt sich das Mengenverhältniss der Bestandtheile in anderen untersuchten Splintern um, so dass auch Labradorit an der Zusammensetzung der Kalknatron-Feldspatheinsprenglinge theilnimmt, was ja in Folge der isomorphen Schichtung derselben zu erwarten war.

Die Augite bilden — minder zahlreich — Säulen von den bekannten Formen in gleicher Grösse wie die Feldspathe. Auch Olivin ist unter der Loupe unter den Einsprenglingen zu finden, doch durchwegs im umgewandelten Zustande (lichtgrüne, dichte, serpentinarartige oder aber lockere, gelbliche wie ocherig aussehende Massen).

Die Menge der Grundmasse wiegt über jene der Einsprenglinge vor. Einige Dünnschlifffragmente (das mürbe Material bot dem Schleifen grosse Hindernisse) liessen dieselbe in typisch hyalopilitischer Ausbildung erkennen, wobei ein gelbbräunliches bis braunes Glas über die Menge der Krystalle der Effusionsperiode vorwiegt. Unter letzteren herrschen die 0.01—0.1 mm grossen Plagioklas-Leistchen. Augit-Säulchen sind viel seltener, doch enthält das Glas überaus zahlreiche dünne trichternartige Säulchen, welche wohl diesem Mineral zuzuweisen sind. Magnetit ist in der Grundmasse in kleinsten Körnchen sehr häufig; er bildet auch wolkenartige Häufchen winzigster Pünktchen. Daneben kommt Rotheisen und secundär aus dem Magnetit hervorgegangener Limonit vor. Die Beschaffenheit der Grundmasse unterliegt übrigens in demselben Schlitze einem oft sehr jähen Wechsel. Es finden sich schlierenförmig wie eingeschmolzen Partien vor, welche durch Unmassen ausgeschiedener Erzpünktchen völlig opak werden neben solchen, deren Glasbasis bis ins Farblose verblasst.

Die Oligoklas-Andesin-Einsprenglinge sind meist sehr fein, oft nach beiden Gesetzen zwillingsgestreift und erinnern durch die Art der Streifung sehr lebhaft an die Anorthoklase der benachbarten Phonolithe. Häufig ist in den grösseren Krystallen eine groblamellare Zwillingsbildung nach 010 zu beobachten, welche sich unter dem Mikroskope als aus gestreiftem und ungestreiftem Feldspath bestehend erweist. Das Material war leider zu wenig frisch, um isolirte und orientirte Schlitze herstellen zu können, und die Mikroanalyse ergab zu wenig Gehalt an Kalium, um die Zuweisung zu Anorthoklasen zu rechtfertigen.

Unter den Einsprenglingen wurde unter dem Mikroskope auch Magnetit in Begleitung von besonders viel Apatit erkannt, der sich als unverändert gebliebener Einschluss auch in den häufigen Pseudomorphosen nach Augit vorfindet, welche neben frischen, blass gelbgrün durchsichtigen Schnitten nur magmatisch corrodirt Augite in der in den Phonolithen des Kenia (Ndoro) beschriebenen eimolitischen Form auftreten.

Dieser Augit-Andesit variirt in den anderen Findlingen nach zwei Richtungen. Zunächst entsteht durch Überhandnahme der Plagioklase 1. Generation, welche $\frac{1}{2}$ bis $1\frac{1}{2}$ cm gross werden, ein Gestein, dessen Grundmasse gegenüber den Einsprenglingen mehr zurücktritt. Dieselbe nähert sich dann chemisch und structuell an trachytische Grundmassen an, indem die Menge der Alkalien in derselben zunimmt — bei hoch bleibendem Eisengehalt — und die zahlreichen Feldspathleisten (chemische und optische Eigenschaften sprechen für Sanidin) der Effusionsperiode eine Structur bedingen, welche etwa jener des Nephelinbasanits vom Kili-

mandseharo (vergl. S. 39 [483]) gleicht. Die Glasbasis tritt in diesen Vorkommnissen mehr zurück — doch wird in sehr dünnen Schliffen der hyalopilitische Charakter der Grundmasse ersichtlich — ebenso unter den Einsprenglingen die Bisilikate. Die Mikroanalyse der Feldspathe stellt sie in die Reihe der Andesine ($Ab_3 An_2 - Ab_1 An_1$ mit Spuren von Kalium).

Eine zweite, stark schlackige Varietät, deren Hohlräume mit Zeolithen (Na-K-Al-Silicate) ausgekleidet sind, enthält neben spärlichen 1—2 mm grossen, meist schlanken Augitsäulehen durch Einschlüsse bräunlich-roth gefärbte Plagioklase, deren Analyse bestimmt auf Anorthoklas hinweist (K und Ca sind etwa in gleicher, Na in doppelter Menge vorhanden). Die Grundmasse verhält sich so, wie in der vorhergehenden Varietät: in hyalopilitischer Basis befinden sich zahlreiche grössere (0.04—0.10 mm) Feldspathleistchen mit scheinbar gerader Auslöschung, in regelloser Durcheinanderlagerung.

Man kann bei der ersten Varietät von einer Übergangsform zu andesitischem Trachyt, bei der zweiten zu Pantellerit sprechen, doch ist der Erhaltungszustand zu wenig frisch, um ganz bestimmte Schlüsse zu gestatten.

Im Anschlusse an den vorerwähnten Augit-Andesit möge ein

IX b. Hyaloandesit (Pechstein)

erwähnt werden, welcher sich ebenfalls mit dem Ortsvornerk „Kenia“ in einem kleinen Stücke vorfindet. Makroskopisch dunkelbraun bis schwarz, von pechartig mattschmelzenden kantig-splitterigen Bruchflächen begrenzt. An manchen derselben ist eine deutliche Bänderung (Lagenstruktur) zu erkennen, welche durch wechselnde dunkelbraune und schwarze Lagen von bis zu 1 mm Dicke gebildet wird. Bruchflächen, welche parallel durch die schwarzen Partien gehen, sind stärker glänzend und weisen perlitische Absonderung auf. Gasporen sind länglich und ganz vereinzelt; das Gestein ist stark durchklüftet.

Unter dem Mikroskope wird das dunkelbraune Glas schwer durchsichtig. Es ist von zahlreichen Trichiten erfüllt, welche entweder gerade, oder schwach gekrümmt wie Bacillen darin eingebettet sind. Ihre Länge schwankt zwischen 0.01 und 0.05 mm; trotz ihrer geringen Querdimensionen lässt die Mehrzahl bei nahezu gerader Auslöschung eine ziemlich starke Polarisationswirkung erkennen, ohne jedoch zur sicheren Bestimmung weitere Anhaltspunkte zu bieten.

In der Glasmasse sind ferner sehr zahlreiche und ziemlich gleichmässig kugelige 0.01—0.03 mm Durchmesser besitzende, meist farblose Bildungen vertheilt, welche sofort an die von Verbeek in einem Andesit-pechstein von Java's 1. Punt¹ gefundenen sphärolithischen Gebilde denken lassen. An geeigneten Schliffstellen erkennt man, dass man es hier mit secundären Ausfüllungen von Gasbläschen zu thun hat, welche letztere man neben den die Infiltrationskanälchen oft in äusserst zarten capillaren Rissen erkennen lassenden Kügelchen noch antrifft. Diese selbst bestehen entweder (seltener) aus einem radialfasrigen, farblosen, sphärolithischen Aggregat von recht lebhafter, negativer Doppelbrechung, oder es ist blos ein schmaler gelbbraunlicher Saum (ebenfalls optisch negativ) vorhanden, welcher einen farblosen, nur Spuren von Doppelbrechung aufweisenden Kern umgibt. Häufig fehlt auch dieser Saum, und man erhält gar kein Interferenzkreuz.

Von mineralogisch bestimmbaren Einsprenglingen ist mit Sicherheit nur Apatit zu erkennen, abgesehen von ganz vereinzelt Plagioklas- und Angitbruchstückchen. Von wesentlichen Grundmassegemengtheilen finden sich dünne trichitisch gekrümmte, an den Enden fadenförmig zulaufende oder pinselartig zerfaserte farblose Feldspathmikrolithe recht reichlich vor; ihre Länge schwankt um 0.1 mm bei nahezu gerader Auslöschung; eine sichere optische Bestimmung liess sich nicht durchführen.

Die bandartige Structur ist durch abwechselnde trichitenreichere und -ärmere Lagen verursacht; die perlitische Absonderung ist davon unabhängig und die Sprünge laufen, analog, wie dies Verbeek auch an dem oben erwähnten Gesteine bemerkte², ungestört durch die Trichite der Glasbasis hindurch.

¹ Neues Jahrbuch, Beilageband II, S. 204.

² Ebenda, S. 203.

Die Bestimmung als Andesitpechstein gründet sich auf das vergleichende Ergebniss der Mikroanalyse (mit einigen trachytischen und andesitischen Gläsern), das starke Überwiegen des Eisens über die Alkalien, sowie dasjenige des Natriums über das Kalium und auf den grossen Wassergehalt des im Kölbehen vor dem Löthrohre erhitzten Gesteines.

Über das Vorkommen eines ähnlichen Gesteines als andesitischer Trachyt-Tuff (Pechsteinbreccie) in Sehoa vergl. S. 83 [527].

X. Phonolith.

„Kenia-Spitze.“

Makroskopisch sind in dem harten, frischen Gesteine, das beim Anschlagen dem Namen „Klingstein“ alle Ehre macht, nur etwa 1 mm grosse Sanidine sichtbar, ab und zu auch ein Magnetit-Kryställchen von noch geringerer Grösse. Die Farbe ist dunkelgraugrün, der Bruch uneben bis splitterig mit einem Anflug von Fettglanz auf der Absonderungsfläche, welch' letztere übrigens im starken Gegensatz zu dem S. 43 [487] beschriebenen trachytoiden Phonolith vom Magsurufusse nicht besonders auffallend in die Augen springt.

Mikroskopisch erkennt man, dass zwischen den kleinen, meist unter 1 mm messenden Sanidineinsprenglingen und den Sanidinmikrolithen der Grundmasse alle möglichen Übergänge bestehen. Letztere sinken bis zu sehr geringen Dimensionen herab (0.05 mm) und sind haarförmig dünn, recht häufig auch gekrümmt und meist stromförmig mehr oder weniger parallel gelagert. Viele Einsprenglingskrystalle sind (Karlsbader) Zwillinge, lösen aber unzulässig aus und legen die Vermuthung nahe, dass sie aus kaum auflösbaren Mikrolamellen bestehen (Anorthoklas?). Sie sind oft zerbrochen und selten mit Ausnahme der Längsflächen deutlich krystallographisch begrenzt. An Einschlüssen wurden nur winzige Magnetitkörner und Mikrolithe der farbigen Bestandtheile wahrgenommen.

Der Nephelin ist optisch nur schwer zu bestimmen; er tritt nur als scheinbar allotrimorphes Aggregat mit verworrenen Umrissen zwischen den Sanidinen auf. Der chemische Nachweis gelang leicht sowohl durch Gelatiniren als auch durch die Bildung der zahlreichen Kochsalzwürfelchen beim Verdunsten der Lösung. Seiner Menge nach hält er dem Sanidin nahezu das Gleichgewicht. Die Bildung von Zeolithen ist an einzelnen Stellen zu bemerken; meist ist jedoch keine so weitgehende Umwandlung eingetreten, sondern es finden sich nur zahlreiche die gelben, durch Limonit verursachten Flecken, welche als Folge der Veränderung der farbigen Gemengtheile auftreten.

Von diesen letzteren ist reichlich Aegirin in der bekannten theils säuleförmigen, theils unregelmässigen Begrenzung oder in überaus fein zertheilten, büscheligen bis faserigen grasgrünen Aggregaten vorhanden. Die Vertheilung im Gesteine ist eine gleichmässige, und eine Orientirung nach bestimmten Bestandtheilen ist nur insofern zu beobachten, als die überwiegende Mehrzahl der Aegirinbüschel nach der Richtung der stromförmig gelagerten Sanidine gestreckt erscheint. Neben Aegirin, jedoch etwas spärlicher, ist ein braunes Mineral in unregelmässigen, dem ersteren recht ähnlichen Formen entwickelt. Sein starker Pleochroismus (dunkelbraun bis bräunlichgrün) unterscheidet es gut von dem viel weniger pleochroitischen (gelb- bis grasgrünen) Aegirin; auch die Polarisationsfarben sind, doch nur in Folge der dunklen Eigenfarbe weniger lebhaft als bei diesem. Da indessen die morphologischen Verhältnisse beider Minerale die nämlichen sind, und die ganz gleiche Art des Auftretens derselben gegenüber den anderen Gemengtheilen für die Gleichalterigkeit sprechen, so hat man es höchst wahrscheinlich mit Akmit zu thun, und zwar in derselben Ausbildungsweise, wie sie Mügge in den Akmittrachyten von den Azoren,¹ sowie aus dem Thal Kiwangaine (Massailand²) ausführlich beschrieben hat. Nach Rosenbusch³ wäre auch an Cossyrit zu denken; eine ganz sichere Bestimmung war bei der geringen Grösse (selten über 0.02 mm) und mangelhaften krystallographischen Begrenzung nicht möglich. Ein Bild der Mikrostruktur der Grundmasse stellt Fig. 1 auf Taf. III dar.

¹ Neues Jahrbuch, 1883, Bd. II, S. 215—216.

² Neues Jahrbuch, Beilageband IV, S. 593.

³ Physiographie, II, Anmerkung auf S. 618.

Das Mengenverhältniss der Bisilicate zu den farblosen Bestandtheilen stellt sich nach den Dünnschliffen schätzungsweise wie 1:3 bis 1:4. Magnetit ist in kleinen Körnchen allenthalben, doch nicht häufig vorhanden.

XI. Basalte.

„5., 6., 7. XI. 1887. Settima-Berge; Ngoro-Nairotia; Kenia-Gebiet.“

Var. A. (Feldspathbasalt). Makroskopisch lässt das dichte, graue, unregelmässig polyedrisch brechende Gestein („Graupenbasalt“) keinerlei Einsprenglinge erkennen.

Unter dem Mikroskope dagegen lassen sich, wenngleich durch die Grösse nicht besonders hervorragend, Olivin und Magnetit als intratellurische Einsprenglinge unterscheiden. Ersterer ist in vielen Krystalldurchschnitten vorhanden und rothbraun gefärbt, wobei seine Substanz vollkommen durchsichtig und nicht getrübt erscheint, wie dies durch die eindringenden Rotheisenfäden anderwärts¹ zweifellos secundär verursacht wird. Die Anlöschung ist eine normale, und bei dem vollkommen frischen, unveränderten Zustande der übrigen Bestandtheile des Gesteines, sowie der ganz gleichmässigen Färbung aller vorhandenen Olivine, ob klein oder gross, ist es beim ersten Anblick hier schwer, an eine secundäre Umfärbung zu denken; man erhält jedoch bei scharfer Betrachtung an manchen Krystallen den Eindruck einer senkrecht zur Hauptachse verlaufenden Faserung, welche in den Olivinen der folgenden Varietät mit aller Deutlichkeit auftritt und die secundäre Natur der Umfärbung auch hier ausser allen Zweifel setzt. Die Grösse der Olivine schwankt zwischen 0.05 und 0.3 mm; Bruchstücke grösserer Krystalle sind häufig, ebenso Randeorrosionen und Einschlüsse der Grundmasse.

Die Grundmasse ist ein holokrystallines Aggregat von reichlichem Plagioklas, von Augit und Magnetit (zweiter Generation). Die relativen Mengen dieser Minerale dürften — soweit sich dies aus dem Dünnschliffe schätzen lässt — durch das Verhältniss von 5:3:2 annähernd bestimmt sein. Hinsichtlich der Structur dieser Grundmasse ist hervorzuheben, dass in erster Linie die prächtig fluidale (stromförmige) Lagerung der Plagioklasleisten in's Auge fällt, deren Zwischenräume von vielen kleineren, unregelmässig durcheinandergelagerten, aber meist vollkommen idiomorphen Augitkrystallen und den ebenfalls von Krystallflächen begrenzten Magnetiten erfüllt werden. Unsere Grundmasse zeigt daher — eine Glasbasis ist nirgends nachzuweisen — ein panidiomorph-körniges Gefüge, das sich in den Lagerungsverhältnissen enge an die Intersertalstructur anschliesst, nur dass hier die Mesostasis von den idiomorphen Augit- und Magnetitkryställchen gebildet wird. An einzelnen Stellen ist übrigens das allotrimorphe Verhalten des Augits gegenüber den Plagioklasleisten ersichtlich.

Der Plagioklas der Grundmasse bildet meist mehrfach zwillingsgestreifte Leisten von etwa 0.1 bis 0.15 mm mittlerer Länge. Das beobachtete Maximum der symmetrischen Anlöschungsschiefe betrug 29°; im Zusammenhalte mit den Ergebnissen der Bořický'schen Probe, vorgenommen an Splittern des Gesteins (es wurde nur ein sehr mässiger Na-Gehalt gefunden) spricht dies für eine Zustellung des Feldspaths zu Labradorit.

Die Augitsäulehen — nur selten ist ein etwas grösserer (0.1 mm) Krystall vom kurzsäulenförmigen Typus vorhanden — sind durchschnittlich 0.01×0.05 mm gross; alle Querschnitte, sowie häufige terminale Endigungen (001) und (111) beweisen die idiomorphe Ausbildung der weitaus überwiegenden Mehrzahl derselben. Sie werden leicht graugrünlich durchsichtig und von einem spärlich mitvorkommenden anderen Minerale begleitet, das durch seine gerade Anlöschung und den starken Pleochroismus auffällt, und nach Analogie des in der folgenden Varietät weit reichlicheren Vorkommens zu Biotit zu stellen sein dürfte.

Auch Olivin findet sich in zweiter Generation, wenn auch an Menge beträchtlich hinter dem Augit stehend, allenthalben vor.

¹ Z. B. im Limburgit vom Kilimandscharo, 9000', vergl. S. 42 [486] und 43 [487].

Die Magnetite der Grundmasse variiren in der Grösse nur wenig zwischen 0·01 und 0·02 mm; ihre Altersverschiedenheit gegen die etwa zehnfach grösseren intratellurischen Magnetite kommt deutlich zum Ausdruck. Winzige Einschlüsse dieses Minerals sind in den Augiten der Grundmasse allenthalben häufig.

Var. *B.* (Olivinbasalt.) Dem zweiten an derselben Localität gesammelten Basaltstücke eignet schon makroskopisch eine porphyrische Structur, indem die Augite und der Olivin in zahlreichen Einsprenglingen ausgeschieden sind, deren Grösse bei ersterem 4—5, bei letzterem bis 3 mm erreicht. Auch die partielle Umwandlung der Olivine ist durch Rothfärbung und Neubildung eines dichten, weichen Aggregates oder eines blättrig nach den Spaltungsrichtungen des Olivins brechenden und wie dieser auslöschenden, rothen, feinfasrigen Productes ersichtlich. Die Farbe der Grundmasse ist grauschwarz, dunkler als die der vorigen Varietät; der Bruch ist unregelmässig bis splitterig.

Unter dem Mikroskope zeigt sich die Grundmasse in ähnlicher Weise zusammengesetzt, wie jene der Var. *A.*, doch überwiegt der Augit-Magnetitgehalt über die Menge der Feldspathe, welche hier die stromartige Lagerung vermissen lassen. Das Ganze ist ein holokrystallin-körniges Gemenge, jedoch ohne so ausgesprochene Intersertalstructur, wie dort. Die mikroskopische Charakteristik der Grundmassenbestandtheile stellt sich im Übrigen bei etwas zarteren Dimensionen der einzelnen Gewebelemente den Verhältnissen im Nachbargesteine nahezu gleich. Als wichtigerer Unterschied ist nur das hier mit Sicherheit zu beobachtende recht häufige Auftreten von (lichtbräunlichem) Biotit hervorzuheben, welcher durch Spaltbarkeit, sehr lebhaftes Polarisations- und Pleochroismus gut charakterisirt ist und durch vollkommen allotrimorphes Verhalten gegen die Feldspathe auffällt. Für sein junges Alter spricht auch der Umstand, dass er sich unter den Aggregaten vorfindet, welche als Grundmasse-Einbuchtungen in corrodirt grösseren Augitkrystallen enthalten sind. Diese unregelmässig begrenzten, durch gleichzeitiges Auslöschten als einheitliche Individuen gekennzeichneten Biotite erreichen bis 0·4 mm Grösse.

Zur Charakteristik der Einsprenglinge ist bezüglich der Augite nichts Wesentliches zu bemerken; es sind die gewöhnlichen, basaltischen Formen auch hier vorhanden. Die Olivine dagegen zeigen auf das Schönste den Übergang aus der fast farblosen in die rothe Färbung als eine Umwandlungserscheinung, welche die Mehrzahl der sehr häufigen Krystalle im Centrum ergreift und immer mehr gegen den Rand zu fortschreitet. Dabei bleiben recht oft gewisse Partien im Innern unverändert, und die Umwandlung schreitet in einer mit dem Rande parallelen Zone rascher vorwärts, wie dies die Fig. 4 auf Taf. II zur Anschauung bringt. Die secundären Fasern sind im Allgemeinen zur Querachse b parallel gelagert und löschten mit den erhalten gebliebenen Olivinresten gleichzeitig aus. Dort, wo die Fasern nicht vollkommen parallel liegen, gewahrt man aber deutlich die Phänomene der Aggregatpolarisation; eine Umwandlung längs Sprüngen ist öfters zu gewahren (vergl. die Figur), ohne jedoch die so charakteristische Maschenstructur der Serpentinisirung — offenbar der Kleinheit der Krystalle wegen — zu erreichen.

Bezüglich der Ähnlichkeit dieser beiden Varietäten mit einem von V. Ragazzi in Let Marefia, sowie zwischen diesem Orte und Cobbo in Schoa gesammelten Vorkommen von Olivin führendem Feldspathbasalt sei auf S. 75 [519] und 76 [520] verwiesen.

Var. *C.* (Schlackiger Hypersthen-Basalt.) Das makroskopische Aussehen erinnert recht lebhaft an die bekannten schlackigen Basalte von Niedermendig, nur ist die Farbe unseres Gesteins in Folge der Verwitterung grau-violett geworden und lässt die ursprünglich grauschwarze Farbe blos an wenigen Stellen erkennen. Am ganzen Handstück war nur ein einziger 3—4 mm grosser Einsprengling — ein Plagioklas — zu erkennen, der mit Hilfe der Bořický'schen Probe als Andesin, schätzungsweise von der Zusammensetzung $Ab_2 An_1$ bestimmt werden konnte.

Unter dem Mikroskope erscheint die Structur als reine Intersertalstructur ohne — mit Ausnahme etwa 0·1 mm grosser Magnetitkrystalle — ältere Einsprenglinge. Den vorwiegenden Bestandtheil bildet ein, in durchschnittlich 0·06 mm langen, meist nur wenig verzwilligten Leisten auftretender Plagioklas, der durch die Maximal-Anlöschungsschiefe von 23°, sowie durch die Mikroanalyse eines Gesteinssplitters als Andesin

bestimmbar war. Eine deutlich stromförmige Lagerung der Andesinleisten ist zwar nicht gleichmässig durch das ganze Gestein, wie etwa in der Varietät A, aber doch an vielen Stellen verbreitet.

Von Bisilicaten fällt zuerst lichtgrünlicher Augit auf, welcher in idiomorphen Säulchen von zumeist etwas geringerer Grösse als jener der Feldspathe vorkommt; seiner Häufigkeit nach ist er jedoch — zum grossen Unterschiede von den früheren beiden Varietäten — auf etwa den dritten bis vierten Theil der Feldspathmenge zu schätzen. Ausser dem Augit findet sich in fast grösserer Menge als dieser ein gelbbraun bis braun gefärbtes Mineral vor, dessen Durchschnitte vollkommen gerade auslöschten und neben deutlichem Pleochroismus einen säulenförmigen Habitus und meist rechteckige Umgrenzungen aufweisen; im Zusammenhange mit dem Fehlen des Olivins würden diese Eigenschaften für Hypersthen sprechen, und das Gestein als eine Übergangsform zu den Hypersthen-Andesiten zu betrachten sein. Die zwischen den Feldspathen und den vorgenannten Mineralen ziemlich reichlich auftretende Mesostasis besteht aus einem Glase, das durch massenhaft darin befindliche Erzpartikel (Wachstumsformen von Magnetit sowie viel Rotheisen) getrübt und stellenweise undurchsichtig gemacht wird. Ausserdem bilden kleinere Magnetitkrystalle zweiter Generation einen reichlichen Bestandtheil des Gesteins. Von secundären Producten sind nur die nahezu isotropen, opalartigen Ausfüllungen einzelner mikroskopischer, unregelmässig begrenzter Poren zu erwähnen.

XII. Phonolith.

„5., 6., 7. XI. 1887. Settima-Berge; Ndoro—Nairotia; Kenia-Gebiet.“

Bei ausgezeichnet plattiger Beschaffenheit des graugrünen Gesteins bemerkt man ein schuppig-glimmeriges Aussehen der Absonderungsfläche, das von den etwa 0.2 mm messenden, parallel gelagerten Feldspathen herrührt. Besonders an den durch Verwitterung bis zu einer gewissen Tiefe braun gefärbten Stellen tritt diese Erscheinung ganz auffallend hervor, da das Gestein hier auch noch weich und schieferig geworden ist. Die senkrecht dazu stehenden Bruchflächen erscheinen matt und dicht und lassen unter der Loupe die Feldspathdurchschnitte in Leistenform erkennen. Einsprenglinge kommen keine vor.

Unter dem Mikroskope herrschen im Schlitze parallel zur Absonderungsfläche die meist breit tafelförmig entwickelten Feldspathe. Es geht dieser Habitus auch aus den quer darauf angefertigten Schliffen hervor, welche in zwei aufeinander senkrechten Richtungen immer leistenförmige und nur ganz sporadisch quadratische Feldspathdurchschnitte lieferten. Als grösstes Individuum kam ein $0.5 \times 0.3\text{ mm}$ messender Sanidin vor. Die Mehrzahl der Feldspathe erscheint ungestreift, löscht gerade aus und wäre somit zu Sanidin zu stellen. Die senkrecht zur Absonderungsrichtung angefertigten Schliffe ergaben jedoch ein ganz anderes Bild der Verhältnisse. Zunächst fiel bei der überwiegenden Mehrzahl der in prächtiger Fluidalstructur die Hauptmasse (ca. $0.7-0.8$) des Gesteines bildenden, 0.1 bis 0.2 mm langen leistenförmigen Feldspathdurchschnitte eine deutliche Zwillingsstreifung ins Auge. Es ist somit, und zwar prädominirend ein Plagioklas vorhanden, welcher durch beobachtete Maxima symmetrischer Auslöschungsschiefen von 22° im Zusammenhange mit der so oft im Schlitze senkrecht dazu beobachteten fast geraden Auslöschung der nicht gestreiften Schnitte ($\parallel 010$) mit aller Wahrscheinlichkeit zu Oligoklas-Andesin (Zusammensetzung etwa $Ab_3 An_1$ bis $Ab_2 An_1$) zu stellen ist.

Sehr gut spricht für das beobachtete Mengenverhältniss der beiden Feldspathe auch die Kieselflussssäure-Probe, vorgenommen an Splittern des Gesteins. Der Kaliumgehalt desselben wurde nicht nur von dem vorhandenen Natrium ganz enorm übertroffen, was bei der geringen Menge von Nephelin (s. w. u.), selbst bei starkem Na-Gehalt des Sanidins ohne die Gegenwart des Plagioklases nicht zu erklären wäre, sondern auch der Gehalt an Calcium überwog jenen an Kalium.

Der Nephelin tritt ganz unbestimmt in Erscheinung; ab und zu zwischen den Sanidinen vorkommende allotrimorphe Flecken mit schwacher Polarisation konnten mit Sicherheit erst chemisch durch die Salzsäureprobe als solcher bestimmt werden.

Weit reichlicher als der Nephelin sind Bisilicate vorhanden. Zunächst bildet ein olivengrünes bis graugrünes Mineral der Augitgruppe eine echte Mesostasis zwischen den Feldspathleisten, wie an Schliffen quer gegen die Absonderungsrichtung deutlich und schön zu sehen war. Der nur minimale Pleochroismus und die

stark schiefe Anslöschung sprechen gegen Aegirin und für die Zuweisung zu gemeinem Augit. Ausserdem tritt aber, gleichfalls die Stelle einer Mesostasis spielend, ein secundäres Product auf, das rothbraun gefärbt ist und bei vollkommener Durchsichtigkeit lebhaft Aggregatpolarisation zeigt, in den grösseren Interstitien der Feldspathe aber auch erkennen lässt, dass es in concentrischen Lagen die Zwischenräume erfüllt. Man wird durch dieses Umwandlungsproduct lebhaft an jene Substanz erinnert, welche in den an demselben Orte gesammelten Basalten (Var. A und B) aus dem Olivin hervorgeht, so dass hier ein gleiches oder ähnliches wasserhaltiges Mg-Fe-Silicat auch durch die atmosphärische Verwitterung der Augite entsteht. Dass diese das Material dazugeliefert haben, ist an vielen Stellen direct ersichtlich, geht aber ausserdem auch aus dem Umstande hervor, dass mit zunehmender Entfernung von der Oberfläche die Menge dieses Umwandlungsproductes ab-, jene der frischen Augite aber zunimmt; mehr gegen das Innere zu erscheint es in anderer Zusammensetzung als eine grünliche, zum Theile trübe Masse. Als wesentlicher Bestandtheil betheiligt sich noch ziemlich viel Magnetit in scharf begrenzten Körnern von $0.01-0.05\text{ mm}$ wechselnder Grösse an der Zusammensetzung des Gesteines. Accessorisch kommt, im Ganzen aber spärlich Apatit vor und zwar in Säulehen, welche nach der Richtung der Feldspathe gelagert sind, so dass man ihre Querschnitte, welche eine centrale, randlich zonenförmig begrenzte Trübung durch opake punktförmige Einschlüsse aufweisen, in den Schliffen senkrecht zur Absonderungsrichtung leicht für Hantyn halten könnte.

Nach der erwähnten Art und Vertheilung der Gemengtheile und den chemischen Eigenschaften bildet unser Gestein einen jener Übergänge von trachytoiden Phonolithen zu basaltoiden Augitandesiten, welche Rosenbusch¹ von einigen Rhön-Gesteinen und von Risco blanco auf Tenerifa erwähnt.

Von derselben Lokalität liegt auch ein lockerer, mürber, lichter, gelblicher

XIII. Tuff

vor, der bereits zu stark verwittert war, um einen Schliff herstellen zu können. Er fühlt sich sandig an, indem sich seine Bestandselemente beim Berühren aneinander reiben lassen. Sie werden vorwiegend aus ziemlich gleichkörnigen ca. 0.1 mm messenden Quarz- und verwitterten Feldspathbruchstückchen und in zweiter Linie durch etwas grössere Trümmer der Bisilicate gebildet, unter denen dunkler Glimmer und Augit zu unterscheiden sind. Ein eigentliches Bindemittel liegt somit kaum vor, wie denn auch trotz der starken Verwitterung durch Betupfen mit Säure kein Calcitgehalt nachgewiesen werden konnte. Dieser Umstand, sowie das Ergebniss der Mikroanalyse einer gepulverten Partie des Gesteins (es wurde viel Na und in etwas geringerer Menge K neben nur wenig Fe und Ca gefunden) würden für die Zuweisung zur Reihe der trachytischen Tuffe sprechen.

XIV. Phonolith.

„15. XI. 1887. Oberlauf des Guasso narok (Ururo), Laschän; Findling.

Ein sehr mürbes, zersetztes Probestück gestattete keinen Dünnschliff anzufertigen. Man sieht makroskopisch nur die frischen, wasserhellen, tafelförmigen Sanidine in $\frac{1}{2}$ bis über 1 cm grossen Krystallen als Einsprenglinge in einer lichten, stark kaolinisirten, feinkörnigen Grundmasse.

Als deren Elemente wurden zunächst ein dichtes, weisses Mineralaggregat — nach den Ergebnissen der Mikroanalyse, welche Kalium und Natrium in fast gleicher Menge und kaum Spuren von Calcium nachwies, jedenfalls ein Gemenge von Sanidin mit Nephelin oder dessen zeolithischen Nachfolgern — und ein dunkelgrünes Mineral der Augit-Hornblendegruppe, das in $\frac{1}{4}-\frac{1}{2}\text{ mm}$ grossen, aus winzigen Elementen bestehenden Aggregaten gleichmässig vertheilt reichlich vorkommt, ermittelt. Die Analyse spricht, da Ca in dem Bisilicat kaum, Na aber reichlich neben Fe vorhanden ist, für die Zuweisung zu Akmit-Aegirin; eine Umwandlung (Verwitterung) in Limonit ist besonders gegen den Rand des Stückes hin die Regel.

Das mit HCl gekochte Gesteinspulver lieferte zwar keine Kiesel-Gallerte, doch Na Cl-Würfelchen in grosser Menge.

¹ Physiographic, II, S. 623.

Von einem zweiten Einsprenglingsmineral sind nur mehr lockere, pulverige Massen übrig, deren Behandlung mit Kieselflussssäure das amorphe Aluminiumfluosilicat lieferte ohne andere Kryställchen; es ist also Kaolin vorliegend. Die Form der 1—3 mm grossen Durchschnitte spricht für Nephelin, wodurch die Diagnose auf einen nephelinitoiden Phonolith noch mehr Sicherheit erhält.

XV. Basalte.

„Leikipia-Abfall (Lare nach Njemss).“

Var. A. (Augitreicher Basalt). Makroskopisch ist die ausgezeichnete Porphyristructur des schwarzbraunen Gesteines sofort in die Augen fallend, welche durch die grossen, reichlichen Augitkrystalle von säulenförmigem Habitus bedingt wird. Die schwarzen Säulen, meist $\frac{1}{2}$ cm lang, wachsen bis zu 2 cm und haben die gewöhnlichen Begrenzungsflächen des basaltischen Augits; sie treten aus der röthlichbraunen Verwitterungsfläche reliefartig hervor und zeigen nicht selten die Durchkreuzungszwillinge nach dem Hemidoma — $P\infty$ (101). Auf der matten, unregelmässigen Bruchfläche erglänzen unter 1 mm grosse Magnetit-Körnchen; endlich sieht man auch kleine zersetzte Olivine, meist als rostige Pünktchen, welche auf der verwitterten Oberfläche kleine Grübchen als Negative ihrer Krystallflächen zurückgelassen haben.

Unter dem Mikroskope erkennt man, dass eine hypokrystallin-phorphyrische Structur vorliegt, indem ein farbloses Glas die Zwischenräume der quantitativ über dasselbe vorherrschenden krystallisirten Minerale der Grundmasse erfüllt.

Unter diesen herrscht der Augit in überaus zahlreichen, dicht durcheinander gelagerten, vollkommen idiomorphen Säulehen von circa 0.02—0.03 mm Dicke und 0.1 bis 0.2 mm Länge; Säulenfläche und Pinakoide betheiligen sich gleichmässig an ihrer Begrenzung. Die Farbe ist gleich jener der grossen Einsprenglinge licht violett.

Aller Olivin ist durchgehends umgewandelt, und zwar gänzlich in ein zur Hauptachse parallelfasriges serpentinartiges Aggregat. Seine Durchschnitte sind 0.1—0.2 mm gross, nur in einer Generation vorhanden. Auch die Glasbasis hat an zahlreichen Stellen einen ähnlichen Process durchzumachen und erscheint in ein grünlichgelbes, doppeltbrechendes, fasriges Aggregat übergeführt, das in ähnlicher Weise auch miarolithische Hohlräume erfüllt und in concentrischen Schichten, die mit freien Krystallenden in dieselben hineinragenden Bestandtheile der Grundmasse überzieht. Eine genaue Bestimmung der Natur dieser secundären, chloritisch-serpentinösen Producte, welche in Folge gleichzeitiger Limonitbildung oft eine branne Färbung erhalten und dadurch Ursache des rostigen Aussehens der Abwitterungsflächen werden, konnte nicht durchgeführt werden.

Der Plagioklas trat nur in scheinbar meist unregelmässig abgegrenzten, wie verwaschen aussehenden länglichen Flecken auf, in welche die Krystallenden der Augitnadeln frei hineinragen. Er spielt wirklich die Rolle eines Kittes zwischen dem Augit und den Erzen und kennzeichnet dadurch unser Gestein als ein Glied der von Rosenbusch als „Gethürmser Typus“ bezeichneten, Basaltreihe. Nur ist das Auftreten des Feldspathes in unserem Falle im Ganzen ein spärliches zu nennen, und ist die farblose Glasbasis in der Rolle des die Krystalle der Grundmasse verbindenden Kittes weitaus vorwiegend. Die Grösse der Plagioklase ist nicht unbedeutend. Es kommen Längen bis $\frac{1}{2}$ mm vor; die vorwiegende Längserstreckung kennzeichnet das Bestreben, die Leistenform anzunehmen, und in der That ist der Idiomorphismus gegenüber der Glasbasis in dünnen Schliffen immer zu beobachten. Zwillingstreifung ist recht häufig; die grossen Auslöschungsschiefen (20—30°) sprechen für ein basisches Glied der Labradorit-Reihe. (Man vergl. das Grundmassenbild auf Taf. III, Fig. 3.)

Von Erzen tritt Magnetit sehr gleichmässig und reichlich vertheilt, in zwei Generationen auf: Meist Octaëdern von 0.2—0.3 mm bezüglich 0.02—0.03 mm Grösse. Ilmenit ist in den zierlichen, federförmig angeordneten Krystallskeletten massenhaft in der Grundmasse ausgeschieden. Als Einschluss in den grossen Augitkrystallen findet sich neben Magnetit und Glas noch häufig Apatit.

Var. B. (Olivin-Basalt). Ein zweites Stück von demselben Fundorte lässt bei mehr isometrischen Dimensionen der reichlichen, grossen Augitkrystalle in geringerer Anzahl auch rothe, zersetzte bis 5 mm grosse Olivine porphyrisch hervortreten. Das Gestein ist reich an grösseren blasigen Hohlräumen,

welche einen dünnen, weissen, gegen innen zu röthlichen zeolithischen Überzug besitzen. Derselbe ist mikrochemisch als ein Ca-K-Al-Silicat bestimmt; wegen zu geringer Dimensionen war jedoch weder eine Behandlung vor dem Löthrohre noch eine krystallographische Untersuchung durchzuführen.

Unter dem Mikroskope gesellt sich zu den Einsprenglingen noch eine schön idiomorphe, leistenförmige ältere Plagioklasgeneration, deren bis 2 mm lange, schmale, zwillingsgestreifte Krystalle nach den Auslöschungsschiefen ihrer Durchschnitte ($25-30^\circ$) zu Labradorit gehören.

Die makroskopisch dichte, braune Grundmasse ist hypokrystallin, in Folge der Gegenwart einer farblosen Glasbasis. Sie besteht indessen vorwiegend aus 0.1—0.2 mm langen Augitsäulchen und ebenso reichlichen Plagioklasleisten mit grosser Auslöschungsschiefe. Dazu gesellt sich eine zweite Generation spärlicher, zersetzter, idiomorpher Olivine und eine bedeutende Menge von Eisenerzen. Namentlich viel Rotheisen ist in und zwischen den krystallisirten Elementen enthalten und umgibt viele derselben, insbesondere die Olivine mit einer Kruste, welche längs der Spalten ins Innere eindringt. An einzelnen Stellen tritt neben oder in der Glasbasis ein farbloses, aus schwach doppeltbrechenden Elementen bestehendes Aggregat auf, das auf den ersten Blick an Nephelin erinnert, doch chemisch nicht als solcher festzustellen war. Man wird es mit zeolithisirten Partien zu thun haben, wofür der K-Gehalt des mit HCl behandelten Gesteinspulvers (Octaëder mit Deltoidikositetraederecken oder Würfel mit Octaedern in der Lösung sind als KCl zu deuten) spricht.

XVI. Augit-Andesit.

„11. II. 1888. Baringo-See, Ost; nach Njemss.“

Das Gestein (ein Findling) ist graubraun, gegen die Verwitterungsfläche zu mehr rostbraun, von unregelmässiger unebener Bruchfläche. Es zeigt deutliche Mandelsteinbildungen, die in der Form von zahlreichen, etwa 1 mm grossen kugligen Hohlraumausfüllungen auftreten. Die Substanz derselben ist sehr weich, „specksteinartig“ oder serpentinähnlich und aussen meist lichtgrün, innen zuweilen röthlich gefärbt. Die chemische Probe (vorherrschend Eisen und Magnesium, doch zum Theil auch Aluminium), sowie das Verhalten vor dem Löthrohre (schwarzes, magnetisches Glas) weisen auf die Serpentin-Chlorophäit-Gruppe (Seladonit) hin, ohne eine bestimmte Identifizierung mit einem dieser Minerale zu gestatten.

Von porphyrisch ausgeschiedenen Einsprenglingen sind spärliche, 1—3 mm messende Augitkrystalle vorhanden; der Menge nach in erster Linie stehen aber sehr zahlreiche, wenn auch relativ kleine, meist in circa 1—2 mm langen, schmalen Leistendurchschnitten auftretende Plagioklase, welche durch Anwendung der Borický'schen Probe als Na-armes Labradorit, etwa von der Zusammensetzung $\text{Ab}_1 \text{An}_{3-4}$ (also hart an der Grenze des Bytownites und nach Tschermak bereits dazu zu stellen) zu bestimmen waren.

Die Menge der dichten Grundmasse überwiegt über diejenige der Einsprenglinge. Unter dem Mikroskope erscheint sie als hypokrystallin durch die Gegenwart einer mehr indirect durch das Vorhandensein zahlreicher Eisenerzkrystallskelette von kreuz- bis federförmiger Gestalt zu erweisenden Glasbasis. Die Erze sind meist in Limonit umgewandelt. Bei schwacher Vergrösserung erhält man den Eindruck eines holokrystallinen Gemenges von vorherrschendem Plagioklas in leistenförmigen, ebenso häufig aber auch kurzreectangulären Durchschnitten mit relativ wenig grünem Augit und (spärlich) Olivin in zweiter Generation. Die Grösse der Bestandtheile schwankt zwischen 0.01 und 0.10 mm; die Feldspathe werden noch grösser. Über die Art des Grundmasse-Feldspathes gab die Borický'sche Probe eines Splitters derselben annähernden Anschluss; da der Na-Gehalt nur ein geringer war, wird man es auch hier mit Gliedern der Labradorit-Reihe zu thun haben.

Der ungemein grosse Erzgehalt und die schon weit vorgeschrittene Verwitterung des Gesteins verwischen zum Theil das Structurbild, das sich von den hyalopilitischen Typen erheblich entfernt und sich mehr an nahezu holokrystalline basaltische Charaktere anschliesst, etwa, wenn man von der mangelnden fluidalen Anordnung absieht, an gewisse „siebengebirgische“ (Casseler Ley) oder noch näher an „pilotaxitische“ Structurformen — wie sie sehr ähnlich in einem Euganeen-Basalt (Trachydolerit nach Reyer) NO vom Monte Rizzo vorkommen. Da der Olivin seine classificatorische Bedeutung eingebüsst hat, so spricht für die Zuweisung zu

den Augitandesiten, in Ermanglung einer chemischen Bestimmung des Kieselsäuregehalts zumeist der gegen, über allen basaltischen Vergleichsgesteinen auffallend geringere Gehalt an Augit.

Über die mikroskopische Charakteristik der Einsprenglinge sei Folgendes bemerkt:

Der Labradorit (Bytownit) ist in schönen, zahlreichen, leistenförmigen Durchschnitten vorhanden, welche meist vielfach nach dem Albitgesetz verzwillingt sind; auch Zwillinge nach dem Periklingesetz waren zu beobachten. Er enthält nur selten relativ kleine Einschlüsse der Grundmasse und stimmt in seinen Auslöschungsverhältnissen — es wurden Maxima symmetrischer Schiefen von 30 und 32° beobachtet — sehr gut mit der chemischen Probe überein.

Die Augite bilden meist Gruppen nach *c* säulenförmiger Krystalle; sie werden gelblichgrün durchsichtig und bieten keine erwähnenswerthen Besonderheiten. Olivin ist auch in erster Generation vorhanden, doch verliert er sich in Folge seiner durch starke Imprägnation mit Roth Eisen bedingten Farbe makroskopisch vollständig in der Grundmasse. Unter dem Mikroskope sind seine rothbraunen, bis 0.6 mm messenden Krystalle gar nicht selten; ihre lebhaft Polarisirung wird durch die dunkle Eigenfarbe wenig verdeckt, der Pleochroismus ist hier indessen nur gering.

Magnetit ist ab und zu in grösseren Körnern unter den Einsprenglingen; accessorisch konnte Apatit beobachtet werden.

XVII. Andesit-Tuff.

„13. II. 1888. Baringo-See, Ost; am Fusse des Leikipia-Plateaus.“

Das grauviolette, sandig-poröse, doch dabei ziemlich feste Gestein wird ausschliesslich aus 0.1—0.5 mm grossen Körnern und Splintern des Eruptivmaterials gebildet, nur selten glitzert ein spärliches Bruchstückchen aus dem lockeren Gefüge der Gesteinsmasse hervor, die sich wie ein scheinbar ohne Bindemittel erhärteter vulkanischer Sand ansieht.

Unter dem Mikroskope erweisen sich die kleinen Gesteinsplitter als einsprenglingslose Grundmassen andesitischer Natur, deren Structur durch die Unmasse von rothbraunen „Ferriten“ verdeckt wird, welche das ganze Gewebe fast bis zur Undurchsichtigkeit erfüllen. Zahlreiche kleine schwarze Magnetit-Körner heben sich im auffallenden Lichte aus dieser schwer zu entwirrenden Masse als noch unverändertes Eisenoxyduloxyd hervor, während die circa 0.1 mm langen, oft verzwillingten Plagioklas-Leisten in vielen Fällen zeolithisch pseudomorphosirt sind und eine unregelmässige oder auch stromförmige Lagerung aufweisen. Augit ist in bestimmbarer Form nicht vorhanden. Manche der Splitter enthalten Gasporen und werden dadurch als Bruchstücke schlackiger Gesteine erkannt, welche recht ähnlich sind den Basaltvorkommnissen in den Settima-Bergen (Var. C. vergl. S. 56 [500]); der Mangel an Augit unterscheidet sie von diesen. Nur ganz isolirt fand sich auch ein Fragment von Hypersthen. Als Bindemittel dieser Partikel treten Zeolithe auf, unter welchen Stilbit durch die Winkelverhältnisse seiner nach 010 tafelförmigen Kryställchen und durch den grossen Ca-Gehalt der Proben sichergestellt erscheint. Sehr häufig finden sich parallel-blättrige oder -strahlige Aggregate, die jedenfalls zu Desmin zu stellen sind, wie durch Vergleichsschliffe an isländischem Material hervorging.

Mikrochemisch wurde durch den hohen Ca- und Al-Gehalt des Gesteinspulvers die stark basische Natur desselben erwiesen; es traten aber ausserdem noch erheblich viel Na und auch K hinzu, wogegen das Eisen als Silicat fast fehlte, so dass die Zugehörigkeit der Splitter in die Reihe der andesitischen Gesteine nur auf negativen Merkmalen bezüglich der anderen Gruppen beruht.

Ein bereits zersetzter, verwitterter, ganz weicher und mürber

XVIII. Phonolith

liegt „vom NW-Fusse der Loroghi-Kette (19., 20. II. 1888)“ vor.

Makroskopisch ähnelt denselbe durch die licht graugrüne Farbe und die parallel zur Absonderungsfläche gelagerten glänzenden Sanidintäfelchen der Grundmasse sehr dem Anssiger Phonolith vom Marienberge, doch sind Einsprenglinge (Sanidin in bis 1 cm grossen Krystallen) in unserem Falle nur ganz vereinzelt.

Die Grundmasse zeigt im Dünnschliffe einen wechselnden Habitus, indem Stellen, welche einen deutlich fluidalen, trachytoiden Typus aufweisen, mit solchen wechseln, deren Sanidine etwas grösser werden (bis 0.4 mm) und sternförmig zu einander gelagert sind. In den Zwischenräumen zwischen den Leisten treten dann neben deutlich erkennbarem gelben Glase braune, gekörnelte, kaolinartige Massen auf, vielleicht ein Umwandlungsproduct des ersteren.

Als besonders bezeichnend mag der Reichthum dieser grösseren Sanidine an Erzstaub erwähnt werden, welcher sich zuweilen zu überaus reich gegliederten Krystalskeletten vereinigt und das Innere der Krystalle fast ganz erfüllt. Auch die Grundmasse ist sehr reich an Magnetit (das Gestein wirkt dementsprechend wider Vermuthen stark auf die Magnetonadel). Der Nephelin tritt im gewöhnlichen Dünnschliffe, optisch präcisirt, fast gar nicht hervor; er ist der am meisten (zeolithisch) veränderte Bestandtheil, war aber chemisch mit Leichtigkeit durch Tinction des mit HCl behandelten Schliffes nachzuweisen. Man sieht ihn dann in zahlreichen und relativ grossen (bis 0.06 mm messenden) Durchschnitten.

Die Augitminerale der Grundmasse — Augit, und zwar zahlreiche aber ganz zarte Lämpchen und Nadelchen von Aegirin — treten nirgends in den Vordergrund.

XIX. Andesit(?).

Ein zur Gänze umgewandeltes Eruptivgestein liegt von „Kiwass (Suk)“ vor. An den gelbocherigen Bruchflächen sind nur noch gut idiomorph mit ihren Krystallflächen heraustretende Einsprenglinge zu beobachten, welche durch ihre Begrenzungselemente [$b = (010)$, $m = (110)$, $k = (021)$] den nach (010) tafelförmigen Olivinen zuzustellen sind. Die Krystalle werden etwas über 1 mm gross und beherbergen öfters eine Anzahl von circa 0.1 mm grossen, lebhaft glänzenden Chromit- oder Magnetit-Kryställchen; Spuren von Magnetismus sprechen für letzteren. Auch im Dünnschliffe sind die Durchschnitte deutlich als Olivin charakterisirt, sowohl durch ihre Form, als auch durch die Art ihrer Umwandlung, welche noch die maschenförmigen Spalten mit Resten des dazu in senkrechten Parallelfasern gebildeten secundären Productes von der hohen Doppelbrechung des Serpentin zeigt. Doch ist in den meisten Schnitten, ebenso wie im ganzen Gesteine, schon das letzte Stadium der Veränderung eingetreten: Die gänzliche Umwandlung in (mikroskopisch) feinkörnigen Quarz und Limonit. Viele Durchschnitte erweisen sich auch als zur Gänze in eine bräunlichgelb durchsichtige und feinstschuppige Aggregatpolarisation zeigende Substanz der Kaolingruppe (Cimolit?) umgewandelt. Ob einige der Durchschnitte dem Augit zuzuzählen sind, konnte bei aller Wahrscheinlichkeit — wofür manche Formtypen sprachen — nicht mit Bestimmtheit entschieden werden. Andere Einsprenglinge, namentlich Feldspath, sind auch nicht andeutungsweise vorhanden. Die Structur der Grundmasse wurde durch die gänzliche Umwandlung aller Bestandtheile verwischt, und ist nicht mehr zu unterscheiden, ob dieselbe hypokrystallin oder etwa eukrystallin gewesen ist; erkennbar bleiben zahlreiche leistenförmige Durchschnittenformen nach Feldspathen, welche eher auf erstere hinweisen und die Vermuthung gestatten, man habe es mit einem basischen Eruptivgestein, etwa aus der Reihe der Andesite, zu thun.

Die Behandlung eines Splitters des Gesteines mit Kieselflussssäure ergab, dass alle Alkalien, sowie das Calcium etc. durch Auslaugung bereits abgeführt wurden, so dass die nach Auflösung der thonigen Umwandlungsproducte (reiche Al-Gallerte) erübrigende schwammartige Masse des secundären Quarzes ungelöst zurückblieb.

XX. Sanidin-Trachyt (Tuff).

„Von Kiwass zum Kerio-Fluss.“

Das stark zersetzte Gesteinsprobestück zeigt noch frisch erhaltene Einsprenglinge von Sanidin in der ziegelrothen, thonigen, mürben Grundmasse. Auch Biotit in glänzenden Krystallsänlehen konnte sporadisch beobachtet werden.

Der Charakter der Grundmasse war an dem total zersetzten Material auch unter dem Mikroskope durch fragmentarisch hergestellte Dünnschliffe kaum mehr zu erkennen. Einzeln vorhandene, weniger veränderte

Gesteinspartikel lassen auf eine Tuffbildung schliessen. Der grosse Gehalt an rothem Eisenoxyd verdeckt ausserdem die Elemente des ursprünglichen Gewebes, das vermnuthlich mikrofelsitischer Natur war.

Mikrochemisch ergab der vorwiegende Alkaligehalt des Gesteinspulvers bestimmte Anhaltspunkte für die Zuweisung zu Trachyt. Die Sanidine wurden als solche durch die vorwiegende Zusammensetzung ihrer Splitter aus K-Feldspath bei nur ganz geringem Na-Gehalt bestimmt.

XXI. Phonolith.

„Sukberg.“

Ein dunkel graugrünes, dichtes Gestein von muschelig-splittrigem Bruche, in welchem makroskopisch vereinzelt Sanidin und Nephelin in erster Generation erkennbar sind. Ersterer bildet meist Karlsbader Zwillinge und ist von *M* (tafelförmig), *P*, *T* und α begrenzt; der grösste Krystall mass 4 mm. Die plattige Absonderung ist deutlich zu bemerken. Die mikroskopische Beschaffenheit stellt das Gestein in die Gruppe der sanidinreichen nephelinitoiden Phonolithe. Die Sanidinleisten sind, etwa 0.05–0.1 mm gross, zahlreich vorhanden. Ihre Interstitien werden von den farbigen Gemengtheilen, Aegirin und Akmit, in der bekannten Ausbildung erfüllt, neben und in welchen der gut idiomorphe und daher optisch leicht bestimmbare Nephelin der Grundmasse vorkommt. Auch der chemische Nachweis desselben gelang leicht durch Gelatiniren des mit Salzsäure gekochten Gesteinspulvers. Aegirin und Akmit kommen recht reichlich vor und verleihen dem Gestein seine dunkle Farbe; die dunkelbraunen Akmite¹ treten bei schwacher Vergrösserung besonders scharf hervor, sind aber weniger zahlreich als der grasgrüne Aegirin. Die kaum einige Hundertel Millimeter messenden Individuen dieser Minerale bilden auch häufig kranzförmig gruppirte Aggregate um die grösseren (2 mm) Nepheline. Grössere 0.2 mm Krystalle eines hellgrünen Augitins als von ganz unregelmässiger Begrenzung und stark schiefer Auslöschung waren allenthalben im Schlicke zu beobachten; kleine Nepheline ragten von der Peripherie desselben schön idiomorph in das Innere oder sie erfüllten es in grosser Zahl. Der Häufigkeit der Bisilicate entspricht das Fehlen des Magnetits in der Grundmasse; er konnte nur ganz selten als Einschluss in den ersteren beobachtet werden. An Accessorien ist das Gestein sehr arm. Alle übrigen Verhältnisse sind diejenigen eines ganz normalen Phonolithes; zu erwähnen ist indessen der Umstand, dass die Mehrzahl der Nephelindurchschnitte sich aus einem Aggregat kleinerer Individuen bestehend erwies, dem auffallenderweise auch Sanidin beigemengt war, so dass dieselben bei + Nicols völlig in der Grundmasse verschwanden und nur bei || Stellung derselben als idiomorphe, scharf begrenzte, jedoch nicht einheitlich individualisirte Einsprenglinge ins Auge fielen. Da auch die Längsschnitte sich als isotrop erwiesen, so ist jedenfalls eine Umwandlung in Analcim vorliegend, wofür auch das Verhalten vor dem Löthrohre (blasenreiches, klares Glas) sprach.

XXII. Andesitischer Trachyt.

Mit der Bezeichnung

„zwischen Nyiro-Berg und dem Südufer des Rudolf-Sees“

liegt ein violettbrannes, dichtes, flachmuschelig brechendes Gestein vor, das von wenigen, aber grösseren (circa 1 cm) runden Blasenräumen, welche in die Länge gezogen erscheinen, durchsetzt ist. Unter der Loupe findet man noch eine grössere Zahl meist kugelig kleiner (1–2 mm und darunter) Mandelräume, welche ein weiches, granlichgrünes Mineral enthalten, das auch als Kruste in den grösseren Blasenräumen auftritt und nach dem Verhalten vor dem Löthrohre, sowie den Ergebnissen der Mikroanalyse (Mg-Fe-, zum Theil aber auch Al-Silicat) mit jenem identisch ist, das in dem Angit-Andesit vom Bariugo-See Ost (man vergl. S. 60 [504]), als chemisch in die Serpentin-Chlorophäit-Gruppe zu stellende, seladonitartige Bildung erwähnt wurde.

An Einsprenglingen fand sich nur ganz vereinzelt 2–4 mm messender Angit, sowie ein etwa ebenso-grosser tafelförmiger Feldspathkrystall, der mikrochemisch als Oligoklas-Andesin, etwa von der Zusammensetzung $Ab_{\frac{1}{2}-2} An_1$ bestimmt werden konnte.

¹ Man vergl. über die Bestimmung dieses Minerals die S. 49 [493] und 54 [498] bei den Phonolithen vom Kenia gemachten Bemerkungen.

Unter dem Mikroskope erkennt man den wenig frischen Zustand des Gesteines, der eine zuverlässige Bestimmung sehr erschwert. Eine mikroporphyrische Structur ist ebenfalls nicht vorhanden.

Vorherrschend sind auch hier wieder die in leistenförmigen Durchschnitten von $0.1-0.2\text{ mm}$ Länge auftretenden Feldspathe: Sanidin und Plagioklas, zwischen denen eine Altersverschiedenheit nicht zu erkennen ist. Da letztere meist nur einmal oder gar nicht verzwillingt sind, so ist eine Schätzung des Mengenverhältnisses leider optisch schwer durchzuführen; nach der Bořický'schen Probe überwiegt eher der Plagioklas.

Grosse Schwierigkeiten bietet die Bestimmung des farbigen Gemengtheils, welcher neben sehr zurücktretendem grünen Augit in Stengeln und Säulehen mit unbestimmter terminaler Begrenzung bis zur Grösse der Feldspathe, meist jedoch beträchtlich kleiner und auch viel weniger reichlich vorkommt. Die grösstentheils in limonitischer Umwandlung begriffenen bräulichgelben Säulehen löschen approximativ gerade aus; sie zeigen kaum Spuren von Pleochroismus, doch recht lebhafte Doppelbrechung. Starke Vergrösserungen lassen aber an Stellen die Erscheinungen der Aggregatpolarisation erkennen, so dass die einheitliche (gerade) Auslöschung wohl nur eine Folge paralleler Orientierung der secundären Elemente ist. Die Annahme, man habe es hier mit Akmit(?)-Umwandlungen zu thun, ist sonach nur als eine durch den sonstigen Habitus des ganzen Gesteins veranlasste Vermuthung aufzustellen. Recht reichlich vorhanden sind kleine (circa 0.01 mm) Magnetitkörnerchen. Diese Verhältnisse im Zusammenhange mit der ausgesprochen trachytischen Structur und die als Zwischennittel auftretende, Unmassen von winzigen Erzpunktehen (Rotheisen, Limonit) führende, farblose Glasbasis weisen das Gestein in die Reihe der andesitischen Trachyte, etwa vom Arso-Typus, mit welchem, von den mangelnden Einsprenglingen abgesehen, die Grundmasse recht grosse Ähnlichkeit besitzt.

XXIII. Vitrophyrische Basalt-Lava.

„Teleki-Vulkan am Südende des Rudolf-Sees.“

In der rein schwarzen, etwas blasigen, an der Oberfläche schlackigen Glasgrundmasse sind nur circa 1 mm grosse Plagioklaskrystalle in meist kurzrechteckigen (M, P, y), zum Theil auch leistenförmigen, farblosen Durchschnitten ziemlich spärlich sichtbar. Die Bruchflächen sind fast ebenflächig; parallel zur Stromrichtung erscheinen sie rauh, wie feinkörnig, senkrecht dazu dagegen in mattem, pechartigem Fettglanz, der sich vom Innern gegen die Oberfläche zu steigert.

Die optische Untersuchung eines basischen, zwillingsgestreiften Spaltblättchens des Plagioklases ergab eine Schiefe von circa 22° , und damit im Einklang die Bořický'sche Probe einen überaus grossen Ca-Gehalt, der zum mindesten für ein Glied der Bytownit-Reihe spricht.

Unter dem Mikroskope ersieht man, dass die grössere Hälfte des Gesteins von der braunen Glasbasis gebildet wird, in welcher die krystallisierten Bestandtheile: Plagioklas, Augit und Olivin ganz regellos durcheinander gelagert sind. Ersterer ist meist prismatisch nach α entwickelt, wie die vielen quadratischen Querschnitte der Leisten beweisen. Die mittlere Grösse dieser Querschnitte ist $0.02-0.03$, die Länge der Leisten $0.1-0.2\text{ mm}$, doch sind alle Übergänge bis zur Grösse der mikroskopisch sichtbaren Einsprenglinge und ebenso zur Tafelform derselben vorhanden.

Die Zusammensetzung der kleineren Feldspathe ist jedenfalls saurer als die der Einsprenglinge, an deren Durchschnitten übrigens die so häufige isomorphe Schichtung meist ausgezeichnet zu beachten ist und Variationen in der Auslöschungsschiefe auf 010 von 34° innen bis 12° aussen zeigt, also alle Stufen vom Anorthit bis zum Andesin durchläuft, wobei der basische innere Kern in der Regel vorherrscht. Wachstumserscheinungen in der Form gegabelter Enden sind an den kleinen Lamellen häufig, ebenso mechanische Zerknirschungen derselben n. s. w. An Einschlüssen wurde nur in den grösseren Krystallen ein mit der Grundmasse gleiches Glas, zuweilen in der bekannten reichlichen, netzförmig den Krystall erfüllenden Weise angetroffen. Auch der ältere, aber im allgemeinen kleinere Augit fand sich als Einschluss vor.

Der Augit ist in grünlichbraunen, meist kurzsäulenförmigen Krystallen von meist nur wenigen Hundertel-Millimetern Grösse entwickelt, doch kommen auch grössere Individuen vor bis etwa $\frac{1}{2}\text{ mm}$, ohne jedoch eine

eigentliche 1. Generation unterscheiden zu lassen. An Menge wird er vom Olivin übertroffen, dessen kleinere, circa 0.05 mm messende Krystalle vollkommen scharf von (021) und (010), sowie den Prismen begrenzt sind, während die grösseren derselben vielfach abgerundete Formen zeigen oder als symmetrisch an den Enden gegabelte Skelette auftreten, wie es Rosenbusch¹ abbildet. Grosse Glaseinschlüsse finden sich häufig in ihm. Man vergl. das Grundmassenbild auf Taf. III, Fig. 4.

Ausser diesen krystallisirten Gemengtheilen finden sich in der Glasbasis noch dunkle Entglasungsproducte, welche zum Theil globulitisch als Überzüge über den Flächen der Feldspathe, theils aber in der Form von Krystallskeletten auftreten, wie sie in derberer Form bei Magnetit so häufig zu beobachten sind und aus federförmigen, zu einander mehr oder weniger senkrechten Reihen winzigster Kryställchen (Ilmenit?) bestehen. Auch diese setzen sich stets drusenförmig an die Feldspatidkrystalle an; die Grundmasse selbst ist frei von in ihr schwebenden Entglasungsproducten.

Die mikrochemische Behandlung eines Lavasplitters ergab neben vorherrschendem Fe viel Ca, sowie Mg, weniger Al, aber auch einen beträchtlichen Gehalt an Alkalien, besonders Natrium, welches somit bei dem basischen Charakter der Feldspathe vorwiegend im Glase enthalten sein muss.

Ein Analogon zu dieser Lava findet sich unter Ragazzi's Material „bei Addele Gubo“ vor. Dort findet sich auch corrodirtcr Quarz in der Grundmasse: Quarzbasalt Dilleys (vergl. S. 65 [529]).

Anhangsweise sei hier noch eines binsteinartigen schaumig-bläsigen Glases gedacht, das nach v. Höhncl „massenhaft um den thätigen Vulkan südlich des Rudolf-Sees“ vorkommt. Die Farbe ist makroskopisch dunkelbraun bis schwarz mit matter, zum Theil durch Anlauffarben blau bis braun metallisch glänzender Oberfläche der Gasblasen.

Die mikroskopische Durchsicht von Splitterchen des Glases ergab bei brauner bis grünlichbrauner Eigenfarbe die Gegenwart von $0.01-0.02\text{ mm}$ grossen stäbchenförmigen Mikrolithen unbestimmbarer Natur, etwas grösserer Augitsnähchen und winziger Olivine (sanduhrförmige Wachstumsformen). Auch das Auftreten von Feldspatheleisten ist durch, im Gegensatz zu den Augiten, ganz schwache Polarisationserscheinungen vieler Stäbchen markirt. Man wird es somit mit einem andesitischen oder basaltischen Glase zu thun haben. Die Bořický'sche Probe, an einigen Splittern vorgenommen, ergab ein nahezu identisches Mengenverhältniss der Bestandtheile wie in obiger Lava.

XXIV. Trachyt-Tuff.

„Zwischen Ngare dabasch (Kufall-Berg) und dem Rudolf-See.“

In einem lockeren, zersetzten, edigen Material, das wie secundär zusammengeschweimmt aussieht, befinden sich zahlreiche Splitter und abgerollte Körner von Eruptivgesteinen, welche meist durch ihre dunklere Farbe aus dem licht röthlichbraunen Hüllmaterial hervortreten. Man wird dabei an gewisse Varietäten der rheinischen Binssteintuffe (Trass) erinnert. Ein gelungener Dünnschliff zeigte die helle Grundmasse aus feinen Splittern mikrofelsitischer Natur zusammengesetzt, wie sie in den „durchflochtenen“ Structuren mancher Liparite auftritt. Die in diesem Detritus verstreuten Gesteinssplitter liessen folgende Typen unterscheiden:

1. Ein über 1 cm grosser Brocken eines grauen Gesteines wurde für sich dünn geschliffen und zeigte unter dem Mikroskope in einer porösen Grundmasse nur vereinzelte grössere ($\frac{1}{2}\text{ mm}$) Feldspathe in Leistendurchschnitten, die sich von den zahlreichen gerade auslöschenden, durchschnittlich kaum 0.1 mm grossen Sanidin-Leisten der Grundmasse durch nichts unterschieden. Eine stromförmige Parallellagerung der letzteren ist in den verschiedenen Theilen des Durchschnittees, die bald mehr compacte, bald mehr schlackige Lagen bilden, meistens deutlich zu beobachten. Die Sanidine schweben in einem farblosen, kaum etwas wenig bräunlichen Glase, das durch massenhafte punkt- und stäbchenförmige Mikrolithe unbestimmbarer Natur, sowie durch Magnetitstänbchen und -Körnchen getrübt ist. Der Charakter der Grundmasse ist ganz ähnlich jenem, der in

¹ Physiographie, I, Taf. III, Fig. 1.

einem Handstücke der Petrographischen Sammlung der Wiener k. k. technischen Hochschule: Dunkler Sanidin-Trachyt vom Fusse des Monte Rosana, Ischia, vorliegt.

2. Einzelne kleine Splitter gehören zu den „echt trachytischen“¹ holokrystallinen, vorwiegend als Sanidinlamellen ohne Basis bestehenden Structurtypen.

3. Durch Vorwiegen der Basis, welche dann eine entschiedener braune Farbe annimmt und durch noch zunehmenden Gehalt an krystallitischen oder globulitischen Entglasungsproducten ganz getrübt erscheint, bilden sich Übergänge in Hyalotrachyte oder in jene mikrofelsitischen Formen, deren Feldspathe sphärolithische Aggregate bilden.

Diese drei Trachytvarietäten bilden prächtige Belege für die durch den wechselnden Gehalt an Glasbasis bedingten Strukturverhältnisse vermuthlich ganz verwandter, unter verschiedenen Erstarrungsbedingungen gestandener Gesteinsmagmen; sie gestatten einen Schluss auf den Gesteinscharakter des westlichen, seewärts gerichteten Abhanges des Kulallberges.

Ausser den erwähnten Gesteinstrümmern finden sich nur vereinzelt Bruchstücke grasgrüner Hornblende-Krystalle vor.

Mikrochemisch wurde am Pulver der lichten Grundmasse an dem grossen Alkalireichthum die vorwiegend trachytische Gesteinszusammensetzung erkannt.

XXV. Quarz-Trachyt (Falso-Liparit).

„Auf dem Wege zwischen dem Rudolf- und Stefanie-See. Stellenweise roth, stellenweise anders gefärbt.“

Das vorliegende Handstück zeigt in einer grell ziegelrothen, flach muschelig brechenden, felsitischen Grundmasse, welche über die Menge der Einsprenglinge beträchtlich überwiegt, $\frac{1}{2}$ bis 3, selten 4 mm grosse Sanidine und, weniger häufig, etwa ebenso grosse Quarz-Krystalle, sowie vielfach Bruchstücke dieser beiden Minerale. Den Sanidinen eignet ein meist tafelförmiger Habitus, zum Theil sind sie auch prismatisch nach *M* und *P* entwickelt; der Quarz ist von Krystallflächen, analog wie in vielen Quarzporphyren begrenzt und beherbergt häufig die bekannten, buchtenförmig ins Innere dringenden Einschlüsse der Grundmasse. Unregelmässig in die Länge gezogene, eckige Lithophyssen, welche meist mit einer ocherigen Masse erfüllt sind, kommen nur ganz spärlich vor.

Die mikrochemische Untersuchung der Sanidine ergab, wie so häufig, wohl einen bedeutenden Gehalt an Natrium, doch überwog der K-Gehalt entschieden, und konnte auf den Spaltblättchenschliffen ein vollkommen normales optisches Verhalten constatirt werden.

Unter dem Mikroskope erkennt man sofort, dass die Grundmasse ganz vorherrschend aus einem farblosen Glase besteht, das massenhaft von den staubförmigen, färbenden Rotheisenpunkten erfüllt ist. Man erhält den Eindruck, als ob zweierlei Gläser, ein an Rotheisen reicheres und eines, das weniger davon enthält, sich schlierenförmig in vielfach „durchflochtener“ Structur mengen würden. Diese Glasmasse enthält neben vielen, oft ganz kleinen Bruchstückchen der Einsprenglinge allenthalben sehr klein und zart angedeutete Entglasungsproducte mikrofelsitischer Natur, welche an dem, dem Feldspathe und Quarz eignenden Masse der Doppelbrechung kenntlich sind; namentlich sind die lichtereren, an Rotheisen ärmeren Schlieren oft gänzlich von einem senkrecht zur Schlierenrichtung vom Rand gegen die Mitte zu feinfasrigen mikrofelsitischen Aggregat gebildet, das jedoch kaum irgendwo deutliche sphärolithische, sondern meist nur eine verworrenfasrige Structur zeigt. Einzelne Partien körnigen Mikrofelsits sind scharf begrenzt und offenbar Fremdlinge; ein solcher Einschluss enthielt selbst wieder Einschlüsse von etwas weniger feinem Korn, so dass die relative Altersverschiedenheit sehr schön in den drei verschiedenen Korngrössen der mikrofelsitischen Entglasung zum Ausdrucke gelangte. Die Figur 6 auf Tafel III gibt ein Bild davon, sowie von der Structur der Mikrofelsit-Schlieren der Grundmasse.

¹ Vergl. Rosenbusch, II, S. 595, Taf. V, Fig. 2.

Einschlüsse, scheinbar wie Corrosionen durch tiefes schlauchartiges Eindringen von Grundmasse aussehend, fanden sich auch in den Sanidinen vor. Von anderen Gesteinsgemengtheilen ist nur ganz sporadisch vorkommender Magnetit zu erwähnen. Rotheisenpsendomorphosen nach einem nicht mehr bestimm- baren Mineral, vermuthlich der Bisilicatreihe, sind als dunklere Fleckchen, selten mit Krystallumrissen in der Grundmasse spärlich verstreut.

Kryptokrystallinische Substanzen von winzigsten Dimensionen, die mit den Rotheisenpunkten zusammen in einem der Schliffe vorkamen und sich durch eine ungemein lebhaft polarisirende Auszeichnung auszeichneten, erwiesen sich durch ihre Löslichkeit beim Behandeln des Dünnschliffes mit HCl als Calcit.

Zum Schlusse möge noch darauf hingewiesen werden, dass dieser Liparit namentlich in der mikro- skopischen Beschaffenheit der Grundmasse sehr ähnlich ist demjenigen, welcher von V. Ragazzi anstehend am Torrente Dhocattu in Schoa, Süd-Abessinien gefunden wurde, sowie mit einer auffälligen Ausbildung derselben Grundmasse von Gherba (Soddè). (M. vergl. S. 52[516], sowie S. 60[524]).

A n h a n g.

Obsidiane.

„1. Doenje Erok la Kapotéi.

2. Pfeilspitze. Leikipia-Abfall; Larc nach Njemss.“

Die Localitätsbezeichnungen beziehen sich keinesfalls auf aufstehendes Gestein, sondern auf verschleppte Stücke, welche die Spuren von Menschenhand unverkennbar auf sich tragen etwa so, wie es Blanford an den Vorkommnissen von Zulla, Magdala u. s. w. erwähnt.¹

Das Stückerchen von Doenje Erok ist rein schwarz und wird in dickeren Schliffen olivengrün durchsichtig. Unter dem Mikroskope erweist es sich als blasenfreies Glas, das neben globulitischen Entglasungsproducten in ziemlich gleichmässiger, doch nicht gerade häufiger Verbreitung farblose, stäbchenförmige, fast trichitische Mikrolithe von höchstens 0.1 mm Länge enthält, welche gerade auslösen und wahrscheinlich dem Sanidin zugehören. Endengabelung und Vereinigung zu sternförmigen sowie auch sphärolithischen Gruppen waren zu beobachten.

Das Pfeil- oder Lanzenfragment (gegenwärtig sind nach Herrn v. Höhnelt's Mittheilung bei den Bewohnern dieser Gebiete nur Eisen- und Holzpfeile in Gebrauch) ist ein grünes, stark durchscheinendes Glas, welches im Dünnschliff fast farblos wird und häufige Gasporen zeigt, während ausgesprochene Sanidin-Mikrolithe in Grössen bis zu 0.2 mm in der durch Globulite getrübbten Basis spärlich verstreut sind. Auch Stäbchen-Mikrolithe der Hornblende-Gruppe, sowie ein circa millimetergrosser Einsprengling dieses Minerals fanden sich vor.

Die Probe im Kölbchen und das Verhalten im Kieselflussäuretropfen ergaben in beiden Fällen ein wasser- freies Trachyt-Obsidian-Glas von mittlerer Basicität. Das Mengenverhältniss der beiden Alkali-Metalle K und Na stellt sich bei dem zuletzt besprochenen Stücke fast gleich; in dem erstgenannten überwiegt das Natrium, auch ist die ausgesprochene Grünfärbung eine Folge des grösseren, mikrochemisch deutlich zum Ausdruck kommenden Eisengehaltes.

C. Klastische Gesteine.

An dieser Stelle sei jenes

Conglomerates (Basanit-Conglomerates)

Erwähnung gethan, das „auf dem Wege von Klein-Aruseha nach Kahe“ gesammelt wurde. (II, S. 42[486].)

Zahlreiche centimetergrosse, abgerundete Brocken von zum Theil dem S. 19[483] beschriebenen Nephelin-Basanit durch die charakteristische Form der Feldspatheinsprenglinge ähnlichen, schwarzen, basaltischen oder andesitischen Gesteinen fallen sofort in die Augen. Daneben finden sich sehr häufig lose, abgerollte Stücke

¹ Blanford, a. a. O. S. 198.

dieses auch hier als Natron-Mikroklin (Anorthoklas) nachzuweisenden Feldspathes. Sie sind durch ein reichliches, lichtbraunes, kalkig-kieseliges Bindemittel von grosser Härte vereinigt.

Unter dem Mikroskope weist dieses Bindemittel den Charakter einer Mikrobreccie auf. Zahlreiche Splitter von Plagioklas, Anorthoklas, weniger reichlich auch Hornblende und Apatit kommen darin vor, doch überwiegt der Menge nach die hornsteinartige, dichte, kaum durchsichtige Masse des Kieselkalks, in welcher Partien reiner Calcitsubstanz vorkommen.

Einige dünngeschliffene Splitter der Eruptivgesteinsgerölle zeigten sich der Hauptsache nach aus einem graulichen bis farblosen Glase bestehend, das von Unmassen winziger Magnetitstäubchen in fluidaler Anordnung getrübt war. Auch durchsichtige, säulchenförmige Mikrolithe sind in zahlloser Menge vorhanden, doch bleiben sie so klein, dass eine Bestimmung selbst mit den stärksten Vergrösserungen unmöglich war. Von älteren Bestandtheilen liessen sich nur zerstreute trieditische Feldspatlmikrolithe mit gerader Auslöschung (Sanidin?), von Einsprenglingen ausser Magnetit und Apatit noch durch die Art ihrer subtilen Zwillingsstreifung dem Natronmikroklin des eingangs (S. 19[483]) besprochenen Gesteines (I) ähnliche Feldspathe zum Theil in durch Corrosion unregelmässigen, manchmal aber fast quadratischen Durchschnitten von einigen Hundertmillimeter Grösse, endlich etwas grössere (0.1 mm) spärliche Olivin-Krystalle, welche partiell oder ganz roth umgewandelt und mit opakem Rande versehen sind, erkennen. Als secundäres Product ist Calcit sehr verbreitet (die Splitter brausen auch im Kieselfluss säuretröpfen). Die Analyse derselben ergab eine ähnliche Zusammensetzung wie diejenige des Nephelinbasanits, doch tritt der K-Gehalt mehr zurück und der basaltische Charakter dadurch in den Vordergrund, was auch mit der vitrophyrischen Ausbildung im Einklange steht.

a) Sandstein.¹

„13.—15. III. 1888. Ostufer des Rudolf-Sees.“

Var. **A.** Einige Zehntelmillimeter grosse Splitter von Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Mikroklin, Muscovit, Amphibol und Augit, sämtlich Materialien aus benachbarten krystallinischen Schieferen (Amphibolgesteinen) liegen in einem hell- bis gelbbraunen Bindemittel, das vorwiegend kalkig-thoniger Natur und weniger eisenschüssig ist.

Var. **B.** Unter den Bestandtheilen herrscht der Quarz, der durchwegs reich ist an Flüssigkeitseinschlüssen und ein gröberes Korn zeigt, wie in der vorigen Varietät. Weniger häufig sind Feldspathe (zum Theil Mikroklin; wenig Plagioklas), noch seltener Augit oder Hornblende, sowie Glimmer.

Das Bindemittel ist roth und fast kalkfrei, zum grössten Theile aus Eisenoxyd und nur wenig Thon bestehend. Aus den Dünnschliffen lässt sich die Menge desselben bei beiden Varietäten etwa auf die Hälfte der ganzen Gesteinsmasse schätzen.

Tertiärer Sandstein.

„Pangani-Mündung.“

Herr v. Höhnelt gibt auf dem Begleitzettel darüber folgende Notiz:

„Rechte Seite des Pangani-Flusses an seiner Mündung; geschichtet, 200' über der Meeresoberfläche, verschieden gelb bis ockerroth gefärbt. Streichrichtung O—W, das gegenüberliegende Ufer ist flach (Korallensand). Dieser Stein enthält massenhaft Versteinerungen jungen Datums.“

b) Die rothe Erde

„von Ukambani (Iveti)“

besteht zum grössten Theile aus eckigen Quarzkörnern, welche sich unter dem Mikroskope als aus krystallinischen Schieferen herrührend — es sind Flüssigkeitseinschlüsse vorhanden — erweisen und durch ein thonig-eisenschüssiges Bindemittel verbunden sind, welches die grelle krapprothe Farbe verursacht. Dieselbe verschwindet beim Behandeln mit HCl alsbald, doch bleibt der grösste Theil ungelöst und liefert beim Schlänmen vorwiegend die erwähnten Quarzkörner, von denen viele Einschlüsse von grünen Mikrolithen enthalten, welche durch die Form ihrer Kryställchen sowie durch die starke Doppelbrechung und schiefe Auslöschung mit

¹ Die Buchstaben (a...) bezeichnen den Ort auf der Karte Prof. Toula's (III. Theil).

grosser Wahrscheinlichkeit zu Augit zu stellen sind. Dieses Mineral findet sich aber auch in Bruchstücken von der Durchschnittsgrösse der Quarze ($0.1-0.2\text{mm}$) allerdings weit seltener als diese vor.

Plagioklas und Muscovit vervollständigen die Liste der vorhandenen Splitterchen, zu welchen sich noch Magnetit (in einem Falle mit Muscovit verwachsen, also aus demselben Gesteine wie dieser stammend) gesellt.

Da die Verwitterung der Feldspathe offenbar das Bindemittel lieferte und Quarz ganz entschieden (nahezu die Hälfte des sandigen Theiles der geschlämmten Masse bildend und aus einer dünngeschliffenen Partie auf etwa ein Viertel der Gesamtmasse zu schätzen) in den Vordergrund tritt, so muss bei dem wiederholt beobachteten Augitgehalte vieler der krystallinischen Schiefergesteine der benachbarten Gebiete der Schluss gezogen werden, das Mineral entstamme gänzlich dem Bereiche der Schiefer ohne Betheiligung eruptiver Tuffe, an welche man bei makroskopischer Betrachtung zu denken versucht ist.

Die Behandlung der mit HCl gekochten und geschlämmten Partikel mit Kieselflussssäure ergab nur einen geringen Gehalt an Na in der weitaus überwiegenden Gallerte der Al-Verbindung.

D. Chemische Sedimente.

c) Chalcedon.

„Im mittleren Theile des Ostufers des Rudolf-Sees (13.—20. III. 1888) häufig am Strande und in der Nähe desselben.“

Die gesammelten Stücke sind meist Rollstücke der bekannten bläulichen Chalcedone, wie sie als Geoden in Gebieten älterer basischer Eruptivgesteine häufig sind. Eine jüngere Quarzformation schliesst gewöhnlich die Infiltrations-Aera; auch die nierenförmigen bis traubig-kugeligen Aggregatformen finden sich vor.

Das Eruptivgestein, welches sie beherbergte, ist leider nicht in den Aufsammlungen, so dass die Belege für das zu vermuthende Auftreten einer palaeovulkanischen Gesteinsreihe fehlen.

d) Brauneisenstein.

„Ostufer des Rudolf-Sees. Longendoti N. (17., 18. III. 1888).“

Schaliges, aus mehreren unregelmässigen Lagen bestehendes Rollstück.

e) Calcit.

„Nordabfall der Ssogonoj-Kette.“

Es liegen mehrere Stücke von Gängeleiten vor, deren Spaltungsflächen ein paar Centimeter messenden Rhomboedern angehören. Ihre Substanz ist rein; sie sind weiss bis fast farblos und dann halb durchsichtig.

f) Kalk mit Mangan-Concretionen.

Diese offenbar ganz junge Bildung fand sich nach v. Höhnels Mittheilung in grosser Menge am Fusse des Kenia beim Ndoro-Lager vor.

Es sind rundliche, verwitterte Stücke eines beim Anschlagen rothen bis braunrothen Kalkes, die voller Concretionen stecken, welche bis über Erbsengrösse erreichen und ihrer überwiegenden Mehrzahl nach einem Manganhydrate (Wad) angehören, während sich solche aus Brauneisen, wodurch sich eine gewisse Ähnlichkeit mit manchen pisolitischen Erzstufen (z. B. von Kandern in Baden) ergäbe, nur zum kleineren Theile daneben vorfinden. Die Zugehörigkeit zu einer mehr compacteren, concentrisch-schaligen, „knolligen“ Wad-Varietät wurde durch die milde, abfärbende, nach dem Strich glänzende Beschaffenheit der dunkelbraunen, sich leicht mit dem Fingernagel ritzen lassenden und beim Abwittern convex aus der Oberfläche hervortretenden Kugeln schon beim ersten Anblick wahrscheinlich gemacht; durch die leicht zu erhaltende Manganperle vor dem Löthrohre aber zur Gewissheit. Die Limonite sind durch ihre hellere Eigen- und die gelbbraune ockerige Strichfarbe sehr deutlich davon unterschieden.

Die Abwitterung der im frischen Bruche sehr festen Zwischenmasse lässt diese vorwiegend als eine Kalksinter- oder Kalktuffbildung erscheinen. Die Verwitterungsrinde ist nämlich unso heller, je mehr das färbende, zum grossen Theile — wie eine Lösungsprobe zeigte — auch thonige Eisenhydroxyd weg-

geschlämmt wird, und zeigt eine feinzellige Structur, welche im Kleinen (die Zellen erreichen nur selten 1 mm Grösse) dasselbe Aussehen aufweist, wie gewisse Zellenkalke oder Rauchwacken im Grossen, deren Zellwände aus krystallinischem, als einstiges Kluftausfüllungsmaterial erscheinendem Kalk bestehen.

Auch der Dünnschliff liess unter dem Mikroskope die schwammig-zellige Structur und die Durchsinterung der Branneisensteinthonmasse durch den Calcit deutlich erkennen. Dieser erfüllt auch quer oder parallel mit der schaligen Absonderung verlaufende Klüfte in den Manganconcretionen, ist also jedenfalls jünger als diese.

Eingeschlossene kleine Partikel von Mineralen der Feldspath Quarzgruppe im Calcit wie in den Concretionen rühren aus der Nachbarschaft her.

Die überwählte Lösungsprobe in Salzsäure zeigte, dass der Calcit über die Masse des Thones und Eisenoxyds überwog. Durch Erwärmen wurde letzteres ebenfalls in Lösung gebracht, und war dadurch der Thongehalt auf etwa ein Fünftel bis ein Viertel der ganzen Masse zu schätzen.

Quellensinter und Kalktuff.

Die beiden nachstehenden Analysen wurden im Laboratorium für chemische Technologie anorganischer Stoffe an der k. k. technischen Hochschule in Wien (Prof. Dr. J. Oser) durch die Herren Assistent Jos. Spüller und Ed. Wild vorgenommen. Sie betreffen

1. Eine Sinterbildung der warmen Quelle am NW-Fusse des Kulallberges in der Nähe des Ufers des Rudolf-Sees.

2. Einen Kalktuff, der als Sinterkruste über Schalenstücken von *Etheria Caillaudi* etc. abgeschieden war, und von den Hügeln am Südende des Stefanie-Sees stammt.

Analyse eines Sinters aus einer ca. 40° warmen Quelle in der Nähe des Rudolf-Sees in Afrika.

Kieselsäure (SiO_2)	1.64%
Eisenoxyd + Thonerde ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$)	0.46
Kalk (CaO)	0.86
Magnesia (MgO)	2.41
Natron (Na_2O)	37.59
Kali (K_2O)	5.78
Kohlensäure (CO_2)	28.40
Chlor (Cl)	12.95
Schwefelsäure (SO_3)	1.24
Wasser (H_2O), u. zw. chem. geb. + Krystallwasser + hygroskopisches Wasser	10.30
Phosphorsäure (P_2O_5)	Spur
Organische Substanzen	1.10
Zusammen	102.73
Davon ab die dem Chlor äquivalente Sauerstoffmenge	2.92
Daher in Summa	99.81

Daraus ergibt sich durch Rechnung:

Kohlensaurer Kalk (CaCO_3)	1.53%
Kohlensaure Magnesia (MgCO_3)	5.06
Chlorkalium (KCl)	9.13
Chlornatrium (NaCl)	14.21
Schwefelsaures Natron (Na_2SO_4)	2.20
Natriumcarbonat (Na_2CO_3)	39.02
Natriumbicarbonat (NaHCO_3)	16.84
Krystall- + hygroskopisches Wasser	8.51
Sand + Eisenoxyd + Thonerdesilicate	2.20
Organische Substanzen	1.10
In Summa	99.80

Analyse des Kalktuffes.

Kieselsäure (SiO_2)	= 5.83%
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	= 1.33
Thonerde (Al_2O_3)	= 1.40
Manganoxydul (MnO)	= Spur
Kalk (CaO)	= 46.54
Strontian (SrO)	= Spur
Magnesia (MgO)	= 3.26
Kali (K_2O)	= 0.73
Natron (Na_2O)	= 0.34
Kohlensäure (CO_2)	= 36.85
Phosphorsäure (P_2O_5)	= 0.25
Schwefelsäure (SO_3)	= 0.06
Chlor (Cl)	= 0.02
Wasser bei 100° C.	= 1.13
„ über 100° C.	= 0.13
Organische Substanzen	= 2.60
Zusammen	100.47

Beide hier angeführten Resultate sind Durchschnittswerte je zweier Analysen.

E. Phytogene Bildungen.

g) Diatomeen-Schiefer.

„Zwischen Ngare dabasch (Kullalberg) und dem Rudolf-See. 11.—12. III. 1888.

Es liegt zweierlei Material vor:

Zunächst ein weicher, mürber, erdiger Diatomeenschiefer, der sich leicht zwischen den Fingern zu Pulver zerdrücken lässt und weniger cohärent ist, wie etwa jener von Bilin. Seine Farbe ist ein helles liches Gran. Unter dem Mikroskope erweist er sich als fast ausschliesslich aus zwei Formen von Melosireen bestehend: Eine Species des Genus *Cyclotella* von 0.045 mm Durchmesser und eine *Melosira* von etwa 0.012 mm Durchmesser und bis 0.022 mm langen oder kürzeren Schalen.

Das Vorhandensein anderer Gattungen beschränkt sich auf wenige Exemplare.

Der dichte Diatomeenschiefer derselben Localität ist ein festes, liches Gestein, das äusserlich gewissen Kalken oder Mergeln (z. B. von Solenhofen) ähnlich sieht, zumal deutlich muscheliger Bruch zu beobachten ist. Die Fähigkeit Glas zu ritzen, und der Mangel an Carbonaten liess sofort durch die Nachbarschaft des obigen Vorkommens an eine verwandte Bildung denken, welche Vermuthung durch das reichliche Auftreten der beiden obigen Melosireen-Gattungen im Dünnschliffe ihre Bestätigung fand.

Durch das Auftreten der erwähnten Diatomeengattungen ist diese Ablagerung als eine Süsswasser-Bildung bestimmt und schliesst sich an jenes Vorkommen an, das von Anbry¹ am Assal-See gefunden wurde. In einer Diatomeen-Erde von Valle du Dobi, Alhedabba zwischen Assab und Aussa, welche ich durch die Herren Prof. Sness und Pantanelli aus Ragazzi's Aufsammlungen erhielt, kommen ganz ähnliche Formen vor.

¹ A. a. O. S. 208.

A n h a n g.

Über Gesteine aus Schoa und Assab.

Quarz-Trachyt (Falso-Liparit).

„Torrente Dhocattu (ein Quellfluss des Moger, nördlich von Antotto).“

Makroskopisch. In der hellgrauen, an meist kleineren Lithophysen reichen, unter der Loupe eine zierliche Fluidalstructur aufweisenden, dichten, felsitischen Grundmasse sind zahlreiche Einsprenglinge von Quarz und Sanidin enthalten, von denen nur die tafelförmigen Krystalle des Letzteren ab und zu grössere Dimensionen, als das durchschnittliche Mass von 1—2 mm erreichen.

Von Quarz finden sich deutliche Dihexaëder, welche meist abgerundet sind, aber stets dort mit gut ausgebildeten spiegelblanken Krystallflächen versehen sind, wo sie in die Lithophysen hineinragen. Der Sanidin zeigt sich von normaler Begrenzung [(010), (001), (011) und (110)] und structureller Beschaffenheit. Andere Einsprenglinge verrathen sich nur als kleine, schwarze, spärlich auftretende Punkte und Säulchen unbestimmbarer Natur. Die Lithophysen sind in der Regel von einer weissen, gelblichen oder lichtgrauen kaolinartigen Substanz vollständig ausgefüllt.

Mikroskopisch. Bereits bei der vorläufigen Untersuchung der abessinischen Gesteine fiel die nahe Verwandtschaft besonders der Grundmassenausbildung dieses Liparits mit dem von v. Höhnel zwischen Rudolf- und Stefanie-See gefundenen Gesteine auf, so verschieden auch beide bei blos makroskopischer Betrachtung in Folge des Farbenunterschiedes (letzteres ist grell ziegelroth) aussehen. v. Höhnel gibt übrigens an, dass dort auch „stellenweise anders gefärbte“ Varietäten auftreten (s. S. 66[510]).

Das Vorherrschen der Glasgrundmasse, das schlierenförmige Ineinanderfliessen emulitenreicherer und ärmerer Partien derselben sowie das häufige Auftreten der vom Rand gegen die Mitte zu feinfasrigen mikrofelsitischen Schlieren ist hier wie dort so überaus charakteristisch, dass nur das Fehlen der Rotheisenfärbung vor der Verwechslung beider Schliffpräparate schützt. (Man vergl. diesbezüglich die beiden Figuren 5 und 6 auf Tafel III.)

Ergänzend möge hier beigefügt werden, dass in den etwas breiteren Mikrofelsit-Schlieren mitunter auch kleine (Max. 0.1 mm) Sphärolithe zur Ausbildung gelangen, doch bleiben sie recht selten; sie sind aber ganz von der Beschaffenheit der übrigen mikrofelsitischen Fasergebilde und wie die ganze Grundmasse zum grossen Theile meist in Folge des massenhaften Gehaltes an Globuliten, aber auch in Folge der zwischen lichtbraun und rauchgrau schwankenden Eigenfarbe der Glasbasis stets bräunlich gefärbt. Dass der Gehalt an letzterer auch in den Mikrofelsiten beziehungsweise ihren Sphärolithen ein recht beträchtlicher sein muss, dürfte nach den Ausführungen Rosenbusch's¹ aus dem optisch negativen Charakter gefolgert werden. Eine nahezu farblose isotrope Substanz mit mikrolithischen Hornblendesäulchen ist oft im Innern der Mikrofelsit-Schlieren enthalten und wohl secundärer Natur.

Die im Vergleichsgesteine beobachteten Partien körnigen Mikrofelsits, welche als eckig begrenzte Fremdlinge in Bruchstücken nach Art der Einsprenglinge in der Grundmasse enthalten sind, finden sich auch hier wieder vor. Sie sind hier zum Unterschiede von den übrigen Gesteinspartien vollkommen wasserhell und werden vielfach deutlich individualisiert als aus holokrystallinen echten Pseudosphärolithen von gerade auslöschenden Feldspathleisten, und Quarz als mehr allotrimorphem Zwischenmittel bestehend angetroffen. Die sich eckig aneinander abgrenzenden Sphärolithe bilden eine prächtige Illustration zu der von Rosenbusch²

¹ Physiographie, II, S. 546.

² A. a. O. S. 547.

geschilderten Art der Ausbildung einer nur aus Sphärolithen gebildeten Grundmasse, die aber hier, wie gesagt, nicht mikrofelsitische Natur, sondern granophyrisch-holokrystallin und auch durch einen zuweilen zu beobachtenden Gehalt an grüner Hornblende ausgezeichnet ist. Es sind offenbar Nevadit-Grundmassen, welche in Splintern vorliegen, deren einer in Figur 5 auf Tafel III dargestellt erscheint.

Von der mikroskopischen Beschaffenheit der Einsprenglinge gilt bezüglich der beiden Minerale Quarz und Sanidin das beim früheren Gesteine (S. 66 [510]) bemerkte. Ein zweiter Feldspath anorthoklastischer Natur findet sich aber hier in ganz zweifelloser Weise vor, da die charakteristische Gitterstreifung und die Art der in feinsten, theilweise auskeilenden Lamellen erfolgenden Verzwilligung in mehreren Durchschnitten zu beobachten waren.

An anderen primären Bestandtheilen sind nur ganz untergeordnet Hornblende in wenigen Zehntel-millimeter grossen Kryställchen von frischer, grün und braun pleochroitische Substanz und deutlicher Spaltbarkeit, sowie Apatit und Magnetit, ersterer neben Quarz wie miarolithisch in kleinen Lithophysen, letzterer in kleinen, spärlichen Krystallen vorhanden.

Mikrochemisch. Die Grundmasse gibt neben der vorherrschenden K—Na—Al-Reaction auch noch einen Gehalt von wenig Ca und etwas mehr Fe an.

Die Feldspathe lieferten in zahlreichen Splintern die Reaction stark Na - haltiger Sanidine, deren Alkaliverhältniss sich auf $\text{Na}_3 \text{K}_2$ schätzen lässt. Einige Proben bewiesen durch wesentlichen Ca-Gehalt ihre Zugehörigkeit zu Anorthoklas.

Das lockere Pulver der Lithophysen gab nur die Al-Gallerie, ist also fast reiner Kaolin.

Herr V. Ragazzi gibt von den am Torrente Dhocatu herrschenden Verhältnissen ein Profil (im Manuscript mit Nr. 1 bezeichnet), aus welchem ersichtlich ist, dass der vorbesprochene Felsoliparit über zwei Doppelschichten von geschichtetem (unten) und ungeschichtetem „Tuff“ (oben) aufruhet. Die Untersuchung dieser „trachytischen Tuffe“ stellt sie aber petrographisch zu rein sedimentären, klastischen, feinkörnigen

Quarzsandsteinen,

deren Material einem altkrystallinischen Gebirge entstammt, was durch die Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Bläschen in den fast ausschliesslich herrschenden Quarzen, sowie durch einen Gehalt an Muscovit-Schüppchen hervorgeht.

Das Bindemittel ist bei dem unmittelbar im Liegenden des Liparits befindlichen Sandsteine stark eisen-schüssig (unter dem Mikroskope fast nur Limonit) so dass derselbe roth erscheint; er ist sehr locker und leicht zerreiblich und zerfällt im Wasser von selbst. Die nächste Schichte (nach unten) wird von einer weissen, respective nur ganz lichtgelblich gefärbten, schon im Handstücke deutliche Schieferung zeigenden Varietät gebildet; sie ist weniger mürbe als die vorige und zeigt unter dem Mikroskope kaum ein ausgesprochenes Bindemittel, führt aber auch trüben Orthoklas sowie Plagioklas neben den vorherrschenden Quarzkörnchen.

Die „geschichteten Tuffe“ im Liegenden werden aus Sandsteinen mit einem Bindemittel aus späthigem Calcit gebildet, welche beim Behandeln mit Säure lebhaft brausen und zum Theile durch ganz kleine Mn- und Fe-Erzflecken getüpert erscheinen. Die Schichtflächen sind mergelig-thonig und enthalten ziemlich viele Schüppchen von weissem und dunklem Glimmer. Eines der Stücke grenzt an eine Contact-, beziehungsweise Reibungsbreccie, welche Trümmer eines dunklen Eruptiv-Gesteines enthält. Ein aus einem Splitter desselben angefertigter Dünnschliff zeigt in einer durch Zersetzungsproducte vollkommen verdunkelten Grundmasse (eisenreiches Glas mit massenhaften Globuliten) viele Feldspatheinsprenglinge, die in Folge ihrer gänzlichen Umwandlung auch nicht mehr bestimmbar sind. Da Quarz fehlt, und Calcit recht häufig secundär erscheint, so könnte man (auch die Begrenzung der Feldspathdurchschnitte spricht für Plagioklas sowie unter der Loupe ab und zu zu beobachtende Zwillingsstreifung) eher an eine andesitische Natur dieser Gesteinsbrocken denken; es konnten indessen Bisilicate nicht gefunden werden.

Die Sandsteine entstammen offenbar dem Liegend-Horizont der Jurakalke (Trias?), wie sie durch Aubry¹ aus dem Thale des blauen Nil (Abaŕ) und seinen Nebenflüssen Jamma (Djemma) und Mougueur (Moger) genannt werden.

Vitrophyrischer Augit-Trachyt (Pantellerit).

„Zwischen Let-Marefia und Cobbo.“

Makroskopisch. In einer schwarzen, theils glasigen, theils in Folge der Mikrolithenführung mehr dicht erscheinenden Grundmasse sind zahlreiche Einsprenglinge von tafelförmigen Habitus und der gewöhnlichen Begrenzung der Sanidine vorhanden, deren Grösse stark variiert, indem sie von winzigen mikrolithischen Dimensionen angefangen bis zu fast 2 cm steigt. Die grösseren Einsprenglinge lassen Karlsbaderzwillinge erkennen, sie zeigen aber auch unter der Loupe, dass die scheinbar einfachen Individuen derselben aus polysynthetischen Massen gebildet sind, welche sich nach dem Albitgesetze vereinigten.

Mikroskopisch. Der Bau dieser stets nach 010 dünntafeligen Feldspathe, wurde an Spaltblättchen untersucht, und in Bezug auf ihre Zwillingsbildung und die Auslöschungsverhältnisse ergab sich eine fast vollständige Übereinstimmung mit den von mir nach Rosenbusch als Anorthoklas bezeichneten sanidin-ähnlichen Feldspathen erster Generation in dem Plonolithe vom Plateau am W-Fusse des Kenia 6000', deren chemische Zusammensetzung (man vergl. die Resultate der Analyse der Herren Spüller und Wild S. 49 [493]) sie in die Reihe der Natron-Mikrokline stellt, von ähnlichen Mischungsverhältnissen, wie sie Förstner² für die Feldspathe von Rakhalé und Cuddia Mida fand. Dies zeigt auch deutlich die unten angeführte Mikroanalyse. Als Auslöschungsschiefen wurde auf (001) 3° 4', auf (010) 7° 6' gefunden, typische Werthe für Anorthoklas, welche mit den für das Keniagestein ermittelten Schiefen (vergl. S. 48 [492]) in voller Übereinstimmung stehen. Die vollkommen frischen Krystalle beherbergen unregelmässig vertheilte grössere Basis-Einschlüsse.

Die Zugehörigkeit aller Feldspatheinsprenglinge zu demselben Anorthoklas unterliegt beim Betrachten der Dünnschliffe keinem Zweifel, denn überall tritt die charakteristische Art der Zwillingsbildung und der Wechsel verzwilligter und scheinbar homogener Stellen in einem und demselben Durchschnitte deutlich zu Tage. Es sprechen aber alle optischen und chemischen Gründe dafür, dass auch die in der Grundmasse vorhandenen zahlreichen, fluidal angeordneten Leisten, die gleiche Zusammensetzung besitzen. Ihre Enden sind zumeist trichitisch in eine Spitze verlängert und bilden in allen Grössenverhältnissen eine continuirliche Reihe zwischen den Einsprenglingen von durchschnittlich 1—2 mm Länge und den kaum noch durch ihre Farblosigkeit als meist gestreckt fadenförmige zum Theile schwach gekrümmte Feldspath-Trichite erkennbaren mikrolithischen Entglasungsproducten.

Die Anwendung genügend starker Vergrösserungen lässt durchwegs einen fein lamellaren Bau dieser Mikrolithe erkennen, der sie von zweifellosen Sanidinen ebenso unterscheidet, wie die in den grösseren von ihnen zu constatirende schiefe Auslöschung. Das Bild ist dabei wesentlich verschieden von demjenigen, welches die Plagioklasmikrolithe der Gesteine der Andesit- und Basaltfamilie zeigen, und ich möchte betonen, dass im vorliegenden Falle die Ansicht der Autoren Törnebohm, Mügge und Brögger (man vergl. S. 40 [484]) eine neuerliche Bestätigung erfährt.

Ausser dem Anorthoklas findet sich — erst im Dünnschliffe erkennbar — Augit als Einsprengling in spärlichen, einige Zehntelmillimeter grossen hellgrünen Krystalldurchschnitten vor, welche von normaler Begrenzung und Beschaffenheit sind; ebenso findet sich etwas Magnetit in zerstreuten Körnern als Einschluss im Augit wie in der Grundmasse vor.

Diese Letztere ist hyalopilitisch und besteht zum vorwiegenden Theile aus einem sepiabraunen Glase, das neben zahlreichen runden Gasblasen die obenerwähnten trichitischen Feldspathleisten enthält. Die Glas-

¹ Vergl. das Profil a. a. O. S. 219 und die Karte Tafel XI.

² Groth, Zeitschr. f. Krystallographie, VIII, S. 182.

basis besitzt den Charakter eines Obsidianglases (ist wasserfrei) und ist verhältnissmässig nur wenig durch Globulite und Cumulite getrübt; geringe Mengen anderer krystallitischer Entglasungsproducte sind mit Ausnahme vereinzelter Apatit-Sänlehen nicht bestimmbarer Natur. Es scheinen somit recht ähnliche Structurverhältnisse vorzuliegen, wie sie Mügge in manchen der trachytischen Gläser von San Miguel fand.¹

Auf Grund des structurellen Befundes hätte man es mit einer vitrophyrischen Entwicklung aus der Gruppe der Angit-Trachyte zu thun, vielleicht mit einer Hinneigung zum andesitischen Typus, was durch die theilweise Ähnlichkeit mit dem Arsogesteine auf Ischia folgen würde. Die Erkenntniss der anorthoklastischen Natur der Feldspathe stellt unser Gestein jedoch in die Reihe der Pantellerite Förstner's, welche Bezeichnung von Rosenbuseh² auch auf alle quarzfreien Anorthoklasgesteine der Trachytreihe übertragen wurde.

Mikrochemisch. Viele untersuchte Feldspathsplitter zeigten durchwegs nur die Na- und K-Reaction und waren mittels der Bořický-Probe kaum als Ca-hältig zu erkennen. Na:K etwa wie 1:1 bis 2:1.

Die Grundmasse wurde für sich als ebenfalls sehr reich an Alkalien befunden bei etwa gleichem Verhältniss derselben wie in den Feldspathen; wenig Fe und Ca.

Das Gesteinspulver lieferte eine sehr ähnliche (entschieden trachytische) Gesamt-Reaction wie der als Vergleichsgestein benützte „Dunkle Sandintrachyt vom Fusse des Monte Rosana auf Ischia“ aus der Petrographischen Sammlung der k. k. technischen Hochschule. Nur der Gehalt an Na war hier ein grösserer.

Olivinführender Feldspath-Basalt.

„Zwischen Let-Marefia und Cobbo.“

Makroskopisch. In granschwarzer, dichter Grundmasse sind Einsprenglinge von Olivin und Augit, von zumeist nur unter 1 mm Grösse, doch kommen seltene Maxima von 3—4 mm vor.

Mikroskopisch. Die Grundmasse ist holokrystallin und ein nahezu panidiomorphes Gemenge von etwa 0.1 mm messenden Plagioklasleisten und viel zahlreicheren kleinen Angiten, sowie vielen Magnetit-Körnern in regelloser Durcheinanderlagerung.

Dadurch ist eine grosse Ähnlichkeit mit der Grundmasse der Varietät A der Basalte von Ngoro-Nairotia aus dem Keniagebiet (S. 55[499]) bedingt, doch mangelt hier die deutliche stromförmige Lagerung. Auch mit der Varietät B von dort ergeben sich viele Analogien, namentlich was das Mengenverhältniss der Einsprenglinge unter sich und zur Grundmasse anbetrifft, so dass dieser Feldspathbasalt wieder ein ganz ausgezeichnetes Belegstück für die überaus ähnliche petrographische Beschaffenheit mancher Vorkommnisse des süd-abessinischen Eruptivgebietes mit jenem der Kenia-Region liefert. Die substantielle Beschaffenheit der Einsprenglinge ist die normale; der Olivin lässt hier die Umfärbung vermessen und zeigt nur die gewöhnlichen Serpentin Klüfte.

Mikrochemisch wurde die Abwesenheit von Nephelin, sowie die basische Natur der Plagioklasleisten (Labradorit) nachgewiesen.

Olivin-Feldspath-Basalt.

„Let-Marefia.“

Makroskopisch. In der schlackigen, grau violetten Grundmasse, welche der Farbe und Structur nach vollkommen jener des Basaltes Var. C von Ngoro-Nairotia aus den Settimabergen im Keniagebiet (vergl. S. 56[500]) gleicht, sind neben 1—2 mm grossen, stark veränderten Plagioklasen als Einsprenglinge noch vorherrschend bis 3 mm grosse Angite, sowie Olivin-Krystalle vorhanden, welche das wiederholt erwähnte, rothes Eisen-oxyd producirende Umwandlungsstadium zeigen. Die Menge der Einsprenglinge beträgt schätzungsweise etwa $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{4}$ der Grundmasse. Auch Magnetit-Krystalle sind häufig.

¹ Azorengesteine. Neues Jahrbuch 1883, II. Man vergl. S. 207, wo von einer aus „sammet-schwarzem, compactem Obsidianglas“ bestehenden Grundmasse mit Sandin-Einsprenglingen gesprochen wird.

² Physiographie, II, S. 528 und 592.

Mikroskopisch. Die Structur der Grundmasse ist als holokrystallin von pilotaxitischem Typus, die Ausbildungsform ihrer Bestandtheile als panidiomorph zu bezeichnen. Die Ähnlichkeit mit jener der Basalttypen vom Kenia-Gebiete, insbesondere der oben genannten Varietät, oder auch mit der des Basaltes vom Leikipia-Abfall, Lare nach Njemss Var. *B* (vergl. S. 59[503]) ist überaus gross: Labradorit (Auslöschungsschiefen bis über 30°) in regellos gelagerten Lamellen von 0.1 mm Durchschnittslänge, dazwischen die meist etwas kleineren Augit-Säulchen und die Masse der Eisenerze, welche durch ihre Limonitisirung die violettbraune Eigenfarbe des Gesteines verursachen. Kleine unter 0.1 bis 0.2 mm messende, und in Folge ihrer Umwandlung fast blutroth durchsichtig gewordene Olivin-Krystalle (zweiter Generation?) sind ebenso häufig, wie in den Kenia-Basalten (Var. *A* und *B*, Ndoro-Nairotia, S. 55[499], 56[500]) oder auch wie in dem recht ähnlichen Augit-Andesit vom Baringo-See Ost (S. 60[504]). Die Einsprenglinge von Augit sind vollkommen frisch und zeigen die normalen Eigenschaften, während Olivin und Plagioklas in weitgehender Umbildung begriffen sind.

Mikrochemisch. Die vergleichende Kieselfluss säureprobe weist an den Splintern der Grundmasse echt basaltische Eigenschaften nach: wenig Na, viel Ca und Al sowie sehr viel Fe. Eine Probe an den Plagioklasen erster Generation bestimmt diese als Labradorit.

Hypersthen-Basalt.

„Let-Marefia.“

Makroskopisch. Ein dichtes, graues, feinkrystallinisches Gestein, welches kaum andere Einsprenglinge aufweist als ab und zu ein kleines Magnetit-Korn. Abwechselnd hellere und dunklere dünne Lagen bilden diese „Grundmasse“, deren hoher Magnetitgehalt sich durch einen schönen Polarmagnetismus äussert, welcher dem kleinen Handstücke eigenthümlich ist.

Mikroskopisch. Es liegt ein holokrystallines Gefüge der Bestandtheile vor, welches einen Übergang aus der hypidiomorph-körnigen in die Intersertal-structur bildet, ähnlich wie es in der Varietät *A* des Feldspath-basaltes von Ndoro-Nairotia im Keniagebiete (vergl. S. 55[499]) der Fall ist, doch sind hier die Plagioklase nicht überall so ausgesprochen idiomorph und leistenförmig wie dort. Das Mengenverhältniss der Plagioklase zu den Bisilicaten ist hingegen in beiden Fällen fast gleich, der mineralogische Bestand jedoch in Folge der Ersetzung des Olivins durch recht zahlreiche, etwa 0.01 — 0.05 mm grosse, meist kurze Säulen von gelb- bis bräunlich-grünem Hypersthen verschieden.

Es sind auch unter dem Mikroskope als ausgesprochen intratellurisch charakterisirte Einsprenglinge (basischer Plagioklas) nur sehr sporadisch vorhanden, und ist eine sichere Altersfolge der Bestandtheile kaum zu geben. Im Allgemeinen eignet den beiden Augit-Mineralen ein höherer Grad von Idiomorphie als den Feldspathen, während der Biotit, der sich in analoger Ausbildung wie in der Basaltvarietät *B* von Nairotia (S. 56[500]) vorfindet, entschieden allotrimorphe Grenzen aufweist. Die Bestimmung des rhombischen Augits als Hypersthen ist auf den eben noch zu constatirenden Pleochroismus der Krystalle und den hohen Eisengehalt des Gesteins basirt.

Der makroskopisch bemerkbare Wechsel hellerer und dunklerer Lagen erscheint im Dünnschliffe stark verwischt und wird durch abwechselnde Anreicherung mit ganz kleinen Magnetit-Augit-Aggregaten bedingt, welche bis unter 0.01 mm Grösse herabsinken, während in den feldspathreicheren Partien die Augitsäulen bis zur Länge der Plagioklase (ca. 0.1 mm) anwachsen.

Mikrochemisch. Die „Bauschanalyse“ von Gesteinssplintern im Kieselfluss säuretropfen entsprach der sehr basischen Natur des Gesteins (viel Ca- und Fe-, sehr wenig Na-Kryställchen) und stellte den Plagioklas in die Labradorit-Gruppe.

Hyalobasalt-Tuff (Palagonit).

„Let-Marefia.“

Makroskopisch. Ein dunkelbrannes, bereits stark in Zersetzung begriffenes Glas, das zum Theile eine scheinbar perlitische Structur verräth und voll von secundären Producten ist, welche als Anfüllung zahlreicher, kleiner, rundlicher oder verzweigter Hohlräume vorkommen.

Mikroskopisch. In der branngelb bis hellgelb durchsichtigen Grundmasse, welche von Zeolithmandeln strotzt und aus einer Menge secundärer Bildungen besteht, die aus der Umwandlung des leicht zersetzbaren Glases hervorgegangen sind, finden sich nur spärlich kleine Kryställchen eines basischen, weil stark schief auslöschenden Plagioklases, welche zumeist die Form kurzer, scharf begrenzter, verzwilligter Lamellen oder jene rhombischer Täfelchen besitzen, neben farblosen, wenige Hundertelmillimeter messenden Krystallen eines Bisilicates, das durch seine Begrenzungsselemente [Doma (101) $\div 77^\circ$] als Olivin zu erkennen war.

Das Mitvorkommen von Augit in ebenso kleinen Kryställchen in manchen Splintern der Grundmasse (s. w. u.), für welches die kurzsäulenförmige Begrenzung sprach, bleibt etwas unsicher.

Die Glasbasis selbst ist — respective war im frischen Zustande — nicht homogen aus einem Flusse, sondern zeigt sich aus einem breccienartigen Gemenge bestehend, das, ohne ein anderes Bindemittel als die später entstandenen Zeolithe zu besitzen, ausschliesslich aus der Substanz nach vollkommen gleichartigen Glasstückchen in der Grösse von 3—1 mm und darunter zusammengesetzt ist.

Dieser Umstand fällt am deutlichsten bei ganz schwachen Vergrösserungen auf (man vergl. Fig. 3, Taf. IV). Es ist der für die echten Palagonite so bezeichnende Charakter eines aus, an ehemaligen Luftblasen und jetzt Mandelräumen überaus reichen Lapilli gebildeten Gesteines, welcher sich in unserem Vorkommen in derselben Weise wiederfindet, welche sich Wort für Wort mit der Beschreibung deckt, die Rosenbusch als typisch gegeben hat.¹

Es muss jedoch sogleich hervorgehoben werden, dass in unserem Falle ein bereits hochgradig verändertes Gestein vorliegt, das die ursprüngliche Beschaffenheit des basaltischen Glases nur mehr in untergeordneter Weise offenbart. Betrachtet man nämlich die Art der Umwandlung dieser Lapilli genauer, so lassen sich an jedem derselben mehrere concentrische Zonen unterscheiden (man vergl. Fig. 4, Taf. IV).

Die innerste wird von einem scheinbar etwas dunkler gefärbten Glase gebildet, welches indessen ganz wider Erwarten nicht vollkommen isotrop ist, sondern gänzlich erfüllt erscheint von Unmassen secundärer grünlicher bis bräunlicher Schüppchen, die eine lebhafte Aggregatpolarisation besitzen und meist ganz regellos durcheinander gelagert sind; zuweilen treten sie aber zu sphärolithischen Gruppen zusammen, die dann scharf ohne weiteren Rand gegen die zweite Zone abtossen. Die kleinen primär eingelagerten Mineralindividuen — zumeist Feldspathe — reichen unverändert durch die Grenze der beiden Zonen hindurch.

Die zweite Zone ist ein vollkommen isotropes, helleres, orangegelbes Glas, das als die ungetrübte ursprüngliche Basaltbasis viele Luftblasen geführt haben muss, welche in manchen der Splitter, wie Penck² es beobachtete, schlauchartig gekrümmt und nunmehr von den zahlreichen secundären Producten erfüllt sind, welche aus der Zersetzung der wenig beständigen Glasbasis resultirten. Die letzteren gehören zwei Gruppen an:

1. Der Gruppe der Zeolithe, welche bei vielen bis auf eine schmale ältere Randformation (unsere dritte Zone), den Hohlraum ganz erfüllen und in jedem derselben meist mehrere sphärolithische doppeltbrechende Aggregate oder zum Theil auch isotrope körnige Massen bilden, sowie

2. der Serpentin-Chlorophäit-Gruppe der Magnesia-Eisensilicate. Die strahlig-blättrige Ausbildungsform vieler Blasenansammlungen, welche lebhaftere Polarisationsfarben aufweisen, als dem Delessit eigen thümlich sind, lässt ihre Zugehörigkeit zu Chlorophäit umso wahrscheinlicher erscheinen, als der Vergleich mit dünn geschliffenen Mandeln dieses Minerals aus dem typischen Vorkommen von Long-Island, Neu-

¹ Physiographie, II, S. 748—749.² Über Palagonit- und Basalttuffe. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 31. Bd. 1879, S. 516.

Schottland, auf optischem Wege keine Unterschiede erkennen liess.¹ Mikrochemisch konnte leider keine Parallel-Untersuchung vorgenommen werden, da eine vollkommene Isolirung des Materials der nur einige Zehntelmillimeter messenden Blasenräume nicht durchzuführen war.

Die dritte Zone endlich besteht aus einem auf den ersten Blick als secundäre Bildung erkennbaren Bande einer licht bräunlichgelben, überaus zartfaserigen Substanz, das alle Lapilli randlich umsäumt und als die dem Alter nach den Zeolithen und dem Chlorophäit vorangehende Formation auch die Wände der grossen Mehrzahl der Blasenräume mkleidet. Eine schwache, aber überall deutlich erkennbare Aggregatpolarisation eignet dieser Schichte, welche offenbar mit der „goldgelben, fasrigen Substanz“ übereinstimmt, welche Penck² aus isländischen Palagoniten (Vidhey bei Reykjavik, Bulandstinde etc.) beschrieb, deren Verwandtschaft mit unserem Gesteine nach Penck's Beschreibungen zu schliessen, eine sehr grosse ist.

Auch die local tranbige Ausbildung ist wiederholt zu beobachten, wobei die mitunter deutlich auftretende Grünfärbung, anderseits das Vorkommen einzelner charakteristisch gekrümmter Blättchen-Säulen die Meinung begründen, es liege ein Mineral der Chlorit-Gruppe (zum Theile Helminth) vor.

Mikrochemisch. Die Proben der Glassplitter verrathen einen überaus grossen Eisengehalt neben Calcium und Magnesium (auf nassem Wege nachgewiesen), wogegen die Alkalien, sowie Thonerde entschieden zurücktreten, was mit dem basaltischen Charakter der kleinen Mineralgesellschaft in gutem Einklange steht. Die Zeolithe der Blasenräume sind zur Ca-Al-Silicatreihe gehörig (wenn stänglig: Stilbit oder Skolecit); ein theilweiser K-Gehalt deutet auf das Vorhandensein von Chabasit hin.

Olivin-Basalt.

„Ankober.“

Makroskopisch. Das Gestein zeigt ausgezeichnete Porphyrystruktur, welche bedingt ist durch die überaus zahlreichen und grossen Einsprenglinge von Augit und Olivin, die in der granen, dichten Grundmasse enthalten sind.

Die Augite werden zuweilen bis über 1 cm gross und sind auf manchen Bruchflächen in graugrüner bis olivengrüner Farbe durchscheinend. Der gleich häufige und fast ebenso grosse Olivin bildet scheinbar frische, gelbgrüne Krystalle und Körner.

Mikroskopisch. Die Structur der Grundmasse ist hypokrystallin-porphyrisch mit Annäherung an den Gefühmser Typus der Basalte, was durch den Eintritt einer farblosen Basis und scheinbar allotrimorphen Feldspathes, der sich aber auch in der gewöhnlichen Leistenform findet, verursacht wird. Die Plagioklasleisten sind nur selten über 0.05 mm lang. Dort, wo es gelang Schiefenwinkel (Max. 30°) zu messen, sprechen dieselben für Labradorit.

Der Feldspath tritt gegen den Augit überall stark zurück, so dass auch dort, wo er bei wenig idiomorpher Ausbildung häufiger wird und im nicht polarisirten Lichte eine recht ähnliche Erscheinung zeigt, wie der Nephelin in den „Nephelinitoiden“ Basalten Bořický's,³ noch immer ein augititischer Habitus der Grundmasse resultirt. Schön idiomorphe, schlanke Säulehen von 0.06 mm Durchschnittslänge bilden seine häufigste Erscheinungsform, daneben treten auch die kurzprismatischen Formen durch meist etwas grössere Dimensionen hervor. Er wird mit hell grünlich-grauer Farbe durchsichtig. Die grossen (makroskopischen) Einsprenglinge zeigten schlierenförmig angeordnet viele Einschlüsse mit Bläschen, die den Brechungsverhältnissen nach wie Flüssigkeitseinschlüsse aussehen, doch konnte die Beweglichkeit der Bläschen nicht constatirt werden.

Überall häufig ist der in seinen kleineren Krystallen stets durchwegs in das rothbranne, durchsichtige fasrige Secundärproduct pseudomophosirte Olivin. Seine Begrenzung ist in der Regel gut idiomorph; seine Grössenverhältnisse von den grossen Einsprenglingen bis herab zu den kaum ein paar Hundertmillimeter

¹ Ich verdanke das nöthige Vergleichsmateriale, welches mir Herr Custos Dr. F. Berwerth freundlichst zur Verfügung stellte, der mineralogisch-petrographischen Sammlung des k. k. Hofmuseums.

² A. a. O. S. 513.

³ Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens, S. 62.

messenden Kryställchen der Grundmasse gestatten den Schluss, dass die Zeit seiner Entwicklung auch durch die ganze Effusionsperiode hindurch angedauert haben müsse. Nur die grossen Durchschnitte der Einsprenglingskrystalle von etwa $\frac{1}{2}$ mm anwärts zeigen noch im Innern ihre unveränderte Substanz und zugleich den Vorgang bei der Umbildung in das Faseraggregat, welche der Auslöschungsrichtung parallel geht (vergl. damit das beim Limburgit vom Kilimandscharo Gesagte S. 42 [486]).

Überall im Schliffe tritt als wesentlicher Gemengtheil Magnetit auf, dessen Körner in allen Dimensionen bis zu 0.15 mm häufig sind. Accessorisch konnte Apatit in langen, dünnen, quergegliederten Säulehen beobachtet werden.

Mikrochemisch wurde das negative Verhalten des mit HCl kalt behandelten Gesteinspulvers — hier Dünnschliffes — bezüglich eines zu vermuthenden Nephelingehtes bestätigt.

Phonolithischer Trachyt.

„Gherba Soddé und zwischen Antotto und Menaghescia.“

Das vollkommen gleiche Material liegt nach den Begleitzetteln von zwei Punkten vor; an letzterem Orte mit dem Vormerk: „unregelmässig zwischen den Trachyten vertheilt.“

Makroskopisch. Ein in Folge der Verwitterung fast weiss abfärbendes, sich „mager“ anfühlendes Gestein, dessen helle Farbe nur von winzig kleinen, in der Grundmasse gleichförmig vertheilten dunklen Pünktchen einen grauen Stich erhält. Von Einsprenglingen sind nur 1—2 mm grosse graue Krystalle von Sanidin sichtbar, welche die normalen morphologischen und structurellen Eigenschaften zeigen.

Mikroskopisch. Trotzdem sich das Untersuchungsmaterial zwischen den Fingern zerreiben liess, gelang es doch gute Dünnschliffe herzustellen, welche unter dem Mikroskope die als typisch geltende Trachytstruktur aufwiesen,¹ welche durch die ausgezeichnete fluidale Anordnung der die Hauptmasse der holokrystallinen Grundmasse bildenden Sanidinleisten hervorgebracht wird. Neben diesen betheiligen sich noch allotriomorpher Quarz, sowie durch die ganze Gesteinsmasse gleichförmig vertheilt und die makroskopisch bemerkbaren schwarzen Pünktchen bildend, blaugrüne, ganz unregelmässig lappige und zum Theil stengelige dem Aegirin zuzustellende Gebilde an der Zusammensetzung der Grundmasse. Dieselbe erhält dadurch einen an trachytoide Phonolithe lebhaft erinnernden Habitus; da aber weder optisch noch chemisch Nephelin nachzuweisen war, so ist die Bestimmung als phonolithischer Trachyt diejenige, welche dem Gesteinscharakter am besten entspricht. Dabei ist der grosse Gehalt an Aegirin und das Fehlen von Bisilicaten erster Generation als massgebend zu betrachten; der zerstreute miarolithische Räume erfüllende Quarz aber als ein Verwandtschaftsglied nach der Richtung sanerer Trachyte hin aufzufassen. Das Material ist leider zu unfrisch und spärlich, um mit aller Sicherheit zu entscheiden, ob nicht etwa doch auch gewisse seltene holokrystallinporphyrische Liparite,² deren Grundmasse aus Sanidinleisten und Quarz besteht, in Frage kämen.

Bezüglich der Feldspath-Einsprenglinge ist nur zu bemerken, dass sie fast durchwegs undulöse, aber gerade Auslöschung zeigen. Zwillingstreifung fehlt der Mehrzahl von ihnen, und nur sporadisch treten Anorthoklas-ähnlich gebaute Durchschnitte auf.

Die in Folge des pulverigen Zerfalls bei der Verwitterung voranzusetzende Kaolinisirung ist nirgends nachzuweisen. Das Pulver, welches beim Abfärben der Stücke resultirt, zeigt die Mikroreaction des ganzen Gesteins und besteht unter dem Mikroskope aus nichts anderem, als aus fast unveränderten Splintern der Bestandtheile der Gesteinsgrundmasse. Die Verwitterung äussert sich also nur in einer Lockerung des Zusammenhanges der einzelnen Theilchen; chemische Vorgänge sind dabei bloss auf die Limonitisirung der eisenführenden Bestandtheile beschränkt.

Von accessorischen Bestandtheilen sei nur das Vorkommen von wenig Magnetit und Apatit erwähnt, sowie dasjenige eines stark doppeltbrechende Körner bildenden Minerals: Titanit.

¹ Ganz analog wie in der auf Taf. V, Fig. 2 in Rosenbusch's Physiographie II, dargestellten Weise.

² Vergl. Rosenbusch, Physiographie, II, S. 543.

Dieses Gesteinsvorkommen weist manche Analogien auf mit jenem, welches Michel-Lévy aus dem ganz in der Nähe befindlichen Djamma-Thale beschreibt¹ und als eine besondere Varietät als einen phonolith-ähnlichen Nephelin-Tephrit hervorhebt. Ich konnte mich von der Gegenwart des Nephelins nicht überzeugen und halte den Quarz der Grundmasse für primär. Gegen die Tephritnatur spricht übrigens auch die wenig basische chemische Zusammensetzung.

Mikrochemisch. Die Ergebnisse der mikrochemischen Untersuchung waren zumeist negativer Natur. Pulver und Splitter des Gesteins geben die Reactionen kalireicher Trachyte, aber auch entschiedenen Fe-Gehalt, was die eventuelle Zustellung zu den Lipariten weniger thunlich erscheinen lässt. Eine Vergleichsanalyse mit einem ähnlich aussehenden Phonolithgesteine vom Kenia (Ndoro-Natolia) unterschied sich durch erheblichen Ca-Gehalt des letzteren Gesteines. Die Feldspathe sind grösstentheils Natrium führende Sanidine, zum geringen Theile Anorthoklas.

Nephelin fehlt, da selbst beim Kochen mit HCl die sonst so häufige NaCl-Bildung unterblieb.

Trachyt-Tuff.

„Gherba (Soddé).“

Die Fundortangabe erscheint mit Rücksicht auf die Gesteinsbeschaffenheit zweifelhaft, da der Begleitzettel die provisorische Bestimmung: „Tufo basaltico?“ trägt.

Makroskopisch. Ein lockeres, licht ziegelrothes, stark poröses und daher leichtes Gestein, das neben wenigen farblosen, frischen Feldspathkrystallen (anscheinend Sanidin) von 1—2 mm Grösse nur sporadisch dunkle Pünktchen farbiger Kryställchen aber allenthalben rostrothe Flecken von überaus wechselnder Grösse aufweist, welche an der Zusammensetzung der Grundmasse Antheil nehmen.

Mikroskopisch. Die Grundmasse zeigt die grösste Verwandtschaft mit jener des Quarztrachyts (Felsoliparits) vom Torrente Dhocattu oder noch mehr (weil roth und eisenschüssig) mit dem ganz ähnlichen Gesteine zwischen Rudolf- und Stefanie-See, als dessen tuffartige Ausbildung dieses Vorkommen geradezu bezeichnet werden kann. Hinsichtlich der Zusammensetzung sei daher auf früher Besprochenes verwiesen (S. 66 [510] sowie S. 72 [116] und hier nur der Structur der Grundmasse Erwähnung gethan, welche aus der wirren Zusammenhäufung kleiner und kleinster, überall Poren umschliessender Partikel der ursprünglichen Gesteinssubstanz resultirt. Die einzelnen Theilehen sind dabei schlecht begrenzt und vermitteln ihre mikrofelsitische Natur den Übergang zu den Nachbartheilen, so dass man für den ersten Anblick gar nicht den Eindruck einer Mikrobrecce gewinnt. Der Tuffcharakter folgt mehr aus der nicht auf den Gehalt an Gasblasen beruhenden Porosität und aus dem gestörten Verlaufe der die „durchflochtene“ Structur der Grundmasse verursachenden Mikrofelsit-Schlieren.

Die makroskopisch rothen Flecken der Grundmasse sind Einschlüsse von Partikeln eines anderen Gesteins. Es sind Splitter eines zum Theil zersetzten blasigen Glases, das rothbraun durchsichtig wird und basischere Plagioklas-Mikrolithe (Max. symmetrischer Schiefe = 26°) enthält: Hyalo-Andesit oder -Basalt.

Von Einsprenglingen sind ungemein fein zwillingslamellirte Bruchstücke von Anorthoklas-Krystallen hervorzuheben, wie sie im Liparite vom Torrente Dhocattu nachgewiesen wurden, neben vereinzeltem Augit, der wohl den basischen Gesteinssplittern entstammen dürfte, wie sich aus seiner Unrandung durch erzreiches Glas folgern lässt. Zweifelhaft bleibt dagegen die zu vermuthende Anwesenheit von Quarz, der weder makroskopisch im Gesteinsstück noch unter dem Mikroskope mit Sicherheit zu constatiren war.

Mikrochemisch. Reactionen der Grundmassesplitter wie in den beiden Vergleichsgesteinen, doch überwiegt hier der Na-Gehalt ganz bedeutend. Auch die untersuchten Feldspathpartikel geben fast nur die Na-Verbindung und wären somit als Natron-Orthoklas anzusprechen, wenn der optische Befund nicht ihre sicher triklone Natur und somit ihre Zugehörigkeit zu Anorthoklas sicherstellen würde. Der geringe Ca-Gehalt der alkalireichen Anorthoklase entzieht sich leicht der Beobachtung. (Man vergl. die Analyse S. 49) [493].

¹ Comptes rendus, t. 102, p. 451.

Felso-Liparit (Pantellerit).

„Torrente Gherba.“

Makroskopisch. In einer dunkelgrauen hornsteinartigen Grundmasse, welche auf zahlreichen Klüften Chaledon und rothen Jaspis führt, während andere Partien von weichem, dunkelgrünem Serpentin erfüllt sind, bemerkt man eine Einsprenglingsgeneration von mehrere *mm* messenden, grünlichen, sehr fein zwillingsgestreiften Plagioklasen. Auf einer künstlich hergestellten Schnittfläche erkennt man zierliche Fluidalstructur um die Plagioklase sowie einen Gehalt an bis 1 *mm* grossen unregelmässigen Magnetitkörnern.

Mikroskopisch. Die echt felsitische Grundmasse ist in den dunkleren Gesteinstheilen fast nur aus lagenförmigen bis ganz unregelmässig vertheilten Aggregaten von radialstrahlig angeordneten Mikrofelsitfasern und secundärem Quarz gebildet, welcher die Poren zwischen ersteren erfüllt. In dem Gewebe der Mikrofelsitfasern liegen meist dunkle globulitische Entglasungsproducte lagen- und schlierenförmig vertheilt, und werden Ursache der makroskopisch beobachteten Fluidalstructur. Ausser diesen „Opaciten“ sind nur Säulchen-Mikrolithe von schwach grünlicher Farbe und lebhafter Polarisation, vermuthlich zu Augit gehörig, zu beobachten. Rundliche Einschlüsse von Quarz in der Grundmasse sind stark corrodirten Einsprenglingen dieses Minerals zuzuschreiben, da in ihnen Glaseinschlüsse mit Gasbläschen in der Form negativer Kryställchen enthalten sind.

Eine Änderung dieser eigentlichen Grundmassenstructur zeigt sich in dem vorhandenen Dünnschliffe nach der Richtung, dass eine grössere Schliere (2—5 *mm* breit) fast nur aus schönen Spärokrystallen von Mikrofelsit aufgebaut ist, welche in ganz ähnlicher Weise auftreten, wie sie beispielsweise im sphärolithischen Liparit von Hlinik so ausgezeichnet entwickelt sind. Die etwas bräunliche Farbe, die randliche Trübung durch Cumulite, von denen einzelne Schwärme in radialer Richtung in's Innere ziehen, sowie das Vorkommen von ebenso gelagerten Trichiten ist beiden gemeinsam. Als unterscheidend ist aber der weniger derb radialfasrige Bau, die damit verbundene grössere Durchsichtigkeit und das optisch negative Verhalten der Sphärokrystalle hervorzuheben, die sich dadurch sowie durch die geringeren Dimensionen (0.2—0.4 *mm* gegen 0.6—1.5 *mm*) dentlich der zweiten Kategorie von „glasdurchtränkten Sphäroiden“ anschliessen, welche Rosenbusch¹ von den optisch positiven Mikrofelsit-Sphärokrystallen differentirt hat. In dieser Partie des Gesteins nimmt auch die secundäre Einwanderung von Chaledon in reinen und eisenschüssigen Schichten, sowie von Quarz in die Interstitien der Sphärolithe beträchtlich zu.

Die optische Charakteristik der Plagioklase lässt durch die ungemein feinen, häufig auskeilenden Zwillingslamellen von circa 2—3° basaler Auslöschungsschiefe ihre Zugehörigkeit zu Anorthoklas überaus wahrscheinlich erscheinen. Sicherheit lieferte die chemische Probe. Ausser den verhältnissmässig seltenen, schon erwähnten Quarzeinsprenglingen findet man noch als Vertreter der Bisilicate spärliche Krystalldurchschnitte: Pseudomorphosen von Chlorit und Magnetit vermuthlich nach Biotit.

Mikrochemisch. Die Gesteinssplitter geben fast ausschliesslich nur die Salze der Alkalimetalle und ganz vereinzelt nur Kryställchen von Fe-Kieselfluorid; ein erheblicher Rest bleibt ungelöst. Man hat es daher mit ausgesprochen trachytischen Reactionen zu thun.

Alle Feldspathproben bestätigten auf das schönste die Zusammensetzung der Anorthoklase.

Eine Probe mit der obenerwähnten auch vor dem Löthrohre das Verhalten des Serpentin zeigenden Masse bestätigte die Richtigkeit dieser Bestimmung.

Hyalotrachyt (Pantellerit).

„Torrente Gherba.“

Makroskopisch. In einer mattbraunen, dichten Grundmasse sind reichliche, 1—3 *mm* grosse, zum Theile tafelförmige, zum Theil mehr isometrisch dimensionirte wasserhelle Einsprenglinge von Feldspath enthalten, welche sich durch theilweise sichtbare äusserst feine Zwillingslamellirung als der Plagioklas-Gruppe ange-

¹ Physiographie, II, S. 546.

hörend erweisen. Nur vereinzelt sieht man auch Bruchflächen kleinerer, dunkler Krystalle; sie eignen dem Augit.

Mikroskopisch. Die Grundmasse besteht ausschliesslich aus einem durch überaus reiche Globulitenführung fast undurchsichtig gewordenen, dunkelbraunem Glase, das nur stellenweise in verschwommenen Partien farblos wird und dann mikrofelsitische Entglasungsproducte zeigt neben dem gleich bleibenden Gehalt an dunklen Globuliten. Zuweilen tritt dadurch in überaus zarter Weise ein wellig verlaufender Schlierenwechsel auf (cutaxitische Structur), der bei stärkerer Vergrösserung die bekannten „geflamten“ dem Piperno ähnlichen Zeichnungen hervorbringt.

Durch diese Beschaffenheit der in unserem Falle kaum nennenswerthe Mikrolithe führenden Grundmasse unterscheidet sich dieses Gestein von dem hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung sonst ganz ähnlichen vitrophyrischen Augittrachyt (Pantellerit) zwischen Let Marefia und Cobbo (man vergl. S. 74 [518]).

Auch hier weisen alle optischen und chemischen Merkmale den Feldspath in die Anorthoklas-Reihe, und stellt das übrigens nur spärliche Vorkommen von Augit in erster Generation das Gestein in die Verwandtschaft mit Mügge's Obsidiantrachyten von San Miguel,¹ da die Behandlung von Splintern des Glases im Köhlchen dessen Zugehörigkeit zu Obsidian erwies. Accessorisch fanden sich Apatit und Magnetit, wie im Vergleichsgesteine.

Mikrochemisch. Die Glasgrundmasse ergibt typisch trachytische Reactionen von vorherrschendem N-weniger K- und kaum nennenswerthem Fe etc.-Gehalt. Die Anorthoklase sind durchwegs sehr Ca-arm und gleichen diesbezüglich jenen von Let Marefia.

Augit-Andesit (Chlorophäit-Mandelstein).

„Entro il Giacca. Filon.“

Makroskopisch. Zahlreiche, über $\frac{1}{2}$ bis 1 cm grosse, meist dünntafelförmige Plagioklas-Einsprenglinge, die zuweilen aus zwei nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligten Sammelindividuen bestehen, befinden sich in einer matt violettgrauen, dichten Grundmasse, welche erfüllt ist von 1–2 mm grossen, regelmässig sphäroidalen Mandelräumen, als deren Ausfüllungssubstanz ein dunkelgrünes, sehr weiches, unter der Loupe radial-blättriges Mineral — Chlorophäit — erscheint, das zuweilen noch einen jüngeren Kern von späthigem Calcit umschliesst.

Mikroskopisch. Zunächst erfolgte die Untersuchung der nach den beiden Hauptrichtungen der Plagioklastafeln hergestellten Spaltblättchenschliffe. Die correspondirenden Auslöschungsschiefen von 5° und circa 15° auf 001 respective 010 stellen den Plagioklas an die Grenze zwischen Andesin und Labradorit etwa von der Zusammensetzung $Ab_1 An_1$ der Schuster'schen Tabelle.

Die Grundmasse ist zu fast gleichen Theilen aus der Grösse nach ziemlich variablen (0.02–0.2 mm), unregelmässig durcheinander gelagerten Plagioklas-Leisten und noch häufigeren rectangulären Tafeln, aus Augit in der Form von Säulchen oder kurzen Krystallen und aus einer nahezu farblosen Glasbasis zusammengesetzt, die sich durch überaus starke Erzführung auszeichnet, so dass sie von deutlichen Krystallen und den federförmigen Krystallskeletten des Magnetits bis herab zu punktförmig kleinen Körnchen dieses Minerals ganz erfüllt erscheint. Winzige doppeltbrechende Entglasungsproducte unbestimmbarer Natur sowie Calcit finden sich ausserdem als secundäre Bildungen in ihr vor. Ein zutreffendes Bild der Texturverhältnisse der Grundmasse gibt Fig. 6 auf Taf. IV.

Augit fehlt in erster Generation ganz; die Plagioklaseinsprenglinge erscheinen in ihren Durchschnitten von streifenartig schief oder quer gegen die Längsfläche ziehenden Einlagerungen durchzogen, welche beiläufig an perthitische Verwachsungen mit anderen Feldspatharten erinnern, ohne in unserem Falle bestimmt als solche gelten zu können. Wahrscheinlicher liegt eine Umwandlung in zeolithische Aggregate vor, die von Klüften ausgeht und parallel gelagerte, blättrig-fasrige mit den spitzen Enden in die unveränderten Feldspathsubstanz bineinragende farblose Neubildungen liefert.

¹ Azorengesteine. Neues Jahrb. 1883, II, S. 207.

Die Mandelbildungen sind auch unter dem Mikroskope in allen Eigenschaften mit dem Chlorophäit in typischer Übereinstimmung, wie er von Long-Island, Neu-Schottland vorlag (vergl. oben S. 477 [521]).

Mikrochemisch. Grundmassesplitter liefern einen vorherrschenden Na- und Ca-Gehalt; der Reichtum an letzterem weist auf andesitische Typen. Die Eisenerze blieben bei Anwendung von nur 1 Tropfen der Säure noch ungelöst zurück. Der Plagioklas wurde in sechs Proben durchwegs gleichmässig als aus nahe gleichen Mengen der Ca- und Na-Verbindung bestehend aufgeschlossen: $Ab_1 An_1$.

Die Proben mit den Chlorophäit-Mandeln entsprachen auf das beste der Zusammensetzung eines Al-freien Fe-(Mg-) Silicates und waren von den Proben des Vergleichsminerals durch nichts zu unterscheiden.

Andesitischer Trachyt-Tuff (Pechsteinbreccie).

„Torrente Giacca. Filoa.“

Makroskopisch. Ein sepiabraunes bis schwarzes Glas, das ausgesprochen perlitische Absonderung zeigt, in kleinen Partien aber auch deutlichen Muschelbruch aufweist und bei frischem, wenig verwittertem Aussehen nur ganz sporadisch secundäre (mandelartige) Bildungen beherbergt.

Mikroskopisch. Das ganze Gestein besteht aus unregelmässig aneinandergelagerten Splittern und Bröckchen des dunkelbrannen Glases, welche in allen Grössen zwischen wenigen Zehntelmillimetern und $\frac{1}{2}$ cm vorhanden sind. Dadurch bildet sich eine grosse structurelle Ähnlichkeit mit dem vorbesprochenen Palagonite von Let Marefia heraus, doch gleicht das Material des Gesteines, die Glasbruchstücke, viel mehr dem Hyaloandesit (Andesitpechstein IX a.) vom Kenia, so dass die schon makroskopisch zu vermuthende Verwandtschaft dieser beiden Gesteine ihre volle Bestätigung erfährt. Die Mehrzahl der Splitter zeigt nämlich bei vollkommen gleicher Färbung hier wie dort, jene Bänderung, welche durch die abwechselnd geringere und grössere Anreicherung mit krystallitischen und mikrolithischen Bildungen hervorgerufen wird. In unserem Falle sind es zumeist reihenförmig geordnete Massen von Globuliten, welche mit fast einschliessfreiem Glase wechsel-lagernd, die zarte Streifung (die Intervalle sind nur etwa 0.1 mm und darunter breit) im Dünnschliffe hervor-rufen. Stäbchenförmige Mikrolithe unbestimmbarer Natur sind in allen, auch den globulitenfreien Lagen gleich-förmig vertheilt und in zu denselben paralleler Stellung vorhanden. Ausser diesen zweifellos primären sind noch rundlich bis unregelmässig begrenzte Entglasungsproducte zu beobachten, welche Aggregatpolarisation zeigen, aber bei ihrer geringen Grösse (0.1–0.04 mm) mit voller Sicherheit nicht zu bestimmen sind; sie scheinen mikrofelsitischer Natur zu sein und bilden jedenfalls ein Analogon zu den sphärolithischen Bildungen im Andesitpechstein von Java's 1. Punkt, denen ja auch die in dem Vergleichsgesteine vom Kenia gefundenen (vergl. S. 53 [497]) Hohlraumausfüllungen an die Seite zu stellen sind, unsomehr, als Verbeek ausdrücklich erwähnt,¹ dass „die Bildung derselben wohl der Wirkung von Flüssigkeiten zuzuschreiben sei, welche im Pechstein circulierten.“

Schwieriger zu erklären bleibt das Vorkommen streifenförmig in der Glasmasse verbreiteter, parallel-ziehender Schwärme von doppeltbrechenden Pünktchen, die sich durch diese Eigenschaft sehr wohl von den die Lagenstruktur bedingenden Globuliten unterscheiden. Es scheinen Einwanderungen secundärer Pro-ducte zu sein, welche von grösseren Hauptrissen aus in die sich umbildende Glasbasis vordringen.

Ganz ähnlich, wie Verbeek es an seinem Andesit-Perlitporphyr schildert,² laufen auch in unserem Gesteine zahlreiche perlitische Sprünge durch die Glasmasse der einzelnen Partikel, ganz ohne Beziehung zur Lagenstruktur derselben, wobei eine grössere solcherart angedeutete perlitische Kugel mehrere kleinere um-schliesst. Im polarisirten Lichte gleichen die Absonderungsklüfte bei schwacher Vergrösserung glänzenden Silberfäden, da sie in äusserst zarter Weise mit secundären Bildungen erfüllt sind. Verbeek hebt auch diese Erscheinung hervor, und will sie mit zeolithischen Neubildungen erklären; da in unserem Falle aber selbst heisse Salzsäure keine Veränderung bewirkte, so dürfte eher Chalcedon das Material derselben bilden.

¹ Neues Jahrbuch, Beilageband, II, S. 204.

² A. a. O. S. 203.

Ein wichtiges Glied in der Kette der Umwandlungen bildet das Auftreten jener gelb durchsichtigen, hier fleckenartig oder netzförmig meist unregelmässig durch einzelne Glastrümmer ziehenden Masse, welche zum Theil auch nur einzelne Lagen umwandelnd, oder vom Rande und von Klüften aus vordringend auftritt. Farbe, Faserung und die Art der Aggregatpolarisation lassen in ihr jene „goldgelbe Substanz“ der isländischen Palagonittuffe Penck's wiedererkennen, welche auch bei der Umwandlung des Palagonits von Let Marefia eine so wichtige Rolle spielt (vergl. S. 78 [522] „dritte Zone“) und dort in die Reihe der Chlorit-Mineralen wiesen wurde.

Bezüglich des Auftretens von Einsprenglings-Mineralen, durch welche im Zusammenhalte mit den Ergebnissen der Mikro-Analyse die Bestimmung als Trachyttuff ermöglicht wurde, sei bemerkt, dass nur wenige Splitter scheinbar ungestreifter Feldspathe, die bei starker Vergrösserung das ungemein zarte und complicirte Zwillingsgewebe der Anorthoklase zeigen, sowie recht bezeichnenderweise in einem Falle auch Quarz mit farblosen Glaseinschlüssen constatirt werden konnten.

Zum Schlusse sei noch des Vorkommens eines Fremdlings Erwähnung gethan: eines kleinen Splitters von Feldspathbasalt, der ganz ähnlich jenem ist, der zwischen Let Marefia und Cobbo vorkommt (vergl. S. 75 [519]).

Mikrochemisch. Das Glas ist als Pechsteinglas stark wasserhältig. Die Kieselflussssäureproben stellen es durch die geringe Menge der Fe- und Ca-Salze und das Herrschen der beiden Alkalien zwischen die Reihe der trachytischen Gläser (Vergleichsobject: ein etwas basischerer, dunkler, glasiger Trachyt vom Süden des Monte Sieve, Euganeen) und die Andesite (Hyalandesit von Kenia). Eine grössere Verwandtschaft mit den ersteren äussert sich auch dadurch, dass sich das Glas beim Erhitzen vor dem Löthrohre weiss brennt und zu einer blasigen, bimssteinartigen Masse schmilzt, wie viele der echten Pechsteintrachyte aus den Euganeen (z. B. Schiere NO von Piro, oder Breccie von Galeignano am Fusse des Monte Musato).

Vitrophyrische Olivin-Basalt-Lava (Quarz-Basalt Diller).

„Bei Addele Gubo.“

Makroskopisch. Das kleine schwarze Gesteinsstückchen lässt zweierlei Structur erkennen. Nahe der deutlich schlackigen Oberfläche hat die Grundmasse ein glasiges, fettglänzendes Aussehen; 1 cm weiter gegen das Innere zu wird sie matt und erhält eine mehr graue Farbe. Kaum 1 mm messende Plagioklas-Täfelchen sind die einzigen sichtbaren Bestandtheile älterer Generation. Lufttrockene Splitter des Gesteins wurden beim Glühen im Glaskölbechen wasserfrei befunden.

Mikroskopisch. Die Structur dieses Gesteines ist vollkommen übereinstimmend mit jener der vitrophyrischen Basaltlava vom Teleki-Vulkan am Süden des Rudolf-See's (vergl. S. 64 [508]). In der reinen braunen, einen leichten Stich in's Olivengrüne zeigenden Glasbasis, deren Menge jene der krystallisierten Bestandtheile überwiegt, befindet sich vorherrschend eine in continuirlicher Grössenreihe entwickelte Generation von Plagioklas, welche durchwegs grosse Auslöschungsschiefen der zwillingsgestreiften Leisten-Durchschnitte zeigt. Die gemessenen Werthe von 21° bis nahe 38° stellen die Zugehörigkeit zu Bytownit fest. Die grösseren Krystalle zeigen zuweilen Andeutungen von zonalem Bau; die kleinen Mikrolithe sind ausgezeichnet individualisirt und zeigen die normalen Flächentypen (010), (001), (110), ($\bar{1}\bar{1}0$), (101) und (201) in überaus deutlicher Entwicklung.

Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz zeigt sich dabei an den in der Glasbasis schwebenden Kryställchen in schöner plastischer Weise. Auch Wachstumsverhältnisse ganzer Krystallstöcke, die sich zu einem grösseren Individuum vereinigen, sind häufig zu beobachten. Dass zur Zeit der Erstarrung des Gesteins die Feldspathbildung in vollem Gange war, ersieht man aus der Art und Weise, wie das oft überaus reichliche Netz von Glaseinschlüssen mit der aussen befindlichen Basis communiciert.

Nach den Plagioklasen ist Olivin der am häufigsten auskrystallisirte Bestandtheil. Seine Grösse schwankt in allen Verhältnissen zwischen 0.4 mm und dem zwanzigsten Theil dieses Masses. Einschlüsse von Glaseiern

mit Bläschen sind fast in jedem der meist von deutlichen Flächen des normalen Habitus begrenzten Krystälchen zu treffen.

In Folge seiner gegen die anderen Bestandtheile nur winzigen Grösse ist vermuthlich erst zuletzt der Augit zur Ausscheidung aus der Basis gelangt. Durchwegs sind es die schönsten Krystälchen der kurzprismatischen Form in nahezu isometrischen Dimensionen, welche, bei 0.01 bis 0.02 mm Durchmesser gewöhnlich zu Häufchen und Gruppen vereint, lose um und zwischen die anderen Minerale gelagert sind.

Die schwarze, in die schlackige Oberfläche übergehende Gesteinszone charakterisirt sich unter dem Mikroskope durch das Auftreten einer dunkel (sepia-) braunen, isotropen Masse, welche alle Krystalle in einen umso dichteren Mantel hüllt, je näher an der Oberfläche sie liegen, bis an dieser selbst auch das ganze Gesteinsglas davon bis zur Undurchsichtigkeit erfüllt ist. Erst bei sehr starker Vergrösserung erkennt man, dass diese Erscheinung durch eine globulitische Entglasung bewirkt wird, welche an den ausgeschiedenen Krystallen beginnt und sehr zierlich aus fransenartig dicht aneinanderliegenden Margariten, die zum Theil aus Longuliten bestehen, gebildet wird.

Zum Schlusse sei einer ganz eigenartigen Bildung gedacht, welche beim ersten Anblick wie eine Hohlraumausfüllung aussieht, eine Deutung, die in dem ganz und gar frischen, unzersetzten Gesteine bei näherer Betrachtung bald alle Wahrscheinlichkeit verliert. Die Figuren 1 und 2 auf Tafel IV sollen Bilder davon geben. Das Centrum des Ganzen bildet ein vielfach corrodirtes, auf Spalten auch im Innern von Glasmassen angenagtes Quarzkorn: ein Fremdling, dessen Provenienz aus — vielleicht benachbarten — sauren Ergussgesteinen durch den Umstand wahrscheinlich gemacht wird, dass dihexaedrische farblose Glaseinschlüsse mit Gasblase darin vorkommen. Es sprechen nun alle Gründe dafür, dass rings um dieses Korn eine lebhaft magmatische Resorption stattfand, eine Anreicherung der umgebenden Basisschichten mit Kieselsäure, welche eine Aufhellung der Farbe des Glasflusses im Gefolge hatte, und dass endlich bei der zuletzt eintretenden partiellen Individualisirung der Grundmasse hier ausschliesslich nur die vielen kranzförmig an die übrige Gesteinsmasse anschliessenden Angitkrystälchen zur Entwicklung kamen, und zwar zum Theil in der Form von drusenförmig aggregirten Säulchen. Die vollständige Idiomorphie ist dabei überall aufrecht erhalten, und grenzen die Augite gegen das normale basische Gesteinsglas mit ebenso regelmässigen Krystallflächen, wie es die gegen den Quarz zugewendeten Säulchenenden zeigen.

Dort, wo die corrodirende Glasmasse aber sehr weit in's Innere des Quarzes vordrang, also am reichsten an Kieselsäure geworden ist, bemerkt man eine mikrofelsitische Entglasung derselben.

In dem untersuchten Dünnschliffe waren zwei solcher Quarzkörner vorhanden und bot namentlich das Fig. 2, Taf. IV abgebildete grössere von beiden an einem seiner Enden das schöne Resorptions-Phänomen. Es unterliegt keinem Zweifel, dass das geschilderte Quarz-Vorkommen ganz analog ist jenem, welches Diller in seinen „Quarzbasalten“ vom Snag Lake in Nord-Californien¹ gefunden hat, und welches von ihm für eine frühzeitige intratellurische Ausscheidung gehalten wird. Das mir vorliegende spärliche Material gestattet nicht an die Richtigkeit von Diller's Anschauungen über die Genesis der Quarze Kritik zu üben; es spricht aber die Art und Weise, wie derartige Angriffe auf die Substanz derselben ganz local bleiben konnten und nicht auf weitere Entfernung auf die substantielle Beschaffenheit der Basis Einfluss nahmen, jedenfalls dafür, dass die von Diller betonte Zähigkeit des erumpirenden Gesteins thatsächlich eine sehr grosse sein musste, umso mehr als auch in unserem Gesteine alle Anzeichen lebhafterer Bewegung während des Erstarrungsprocesses wie Schlierenbildung oder stromförmige Lagerung der Mikrolithe vollständig fehlen.

Bezüglich der hier auftretenden, durch die Einwirkung des Magmas auf die Quarzkrystalle verursachten Corrosionserscheinungen muss aber auf die Beobachtungen hingewiesen werden, welche O. Beyer an den granitischen Einschlüssen im Basalte des Bubenik² anzustellen Gelegenheit hatte. Auf S. 24—26 seiner

¹ American Journal 1887, Jan.—Juli, 33. Bd., S. 47. Vergl. auch Rosenbusch, II, S. 738.

² Der Basalt des Gross-Dehsaer-Berges und seine Einschlüsse. Tschermak, Mineralog. Mittheilungen, Bd. X, S. 1 ff.

Abhandlung werden die Veränderungen, welche die Quarze der Granite erleiden, beschrieben und können seine Worte fast zur Gänze auch auf unser Quarzvorkommen Anwendung finden.

Namentlich möge eine Stelle hier angeführt sein, die gerade wie als Erläuterung zu unseren beiden Figuren geschrieben erscheint:

„Neben der Hitzewirkung und der mechanisch zertheilenden Kraft wirkte die Schmelzmasse gleich den Flussmitteln auch auflösend ein auf den Quarz. Überall sind die Quarze sonderbar gebuchtet, Kanten und Ecken gerundet, wie abgeschmolzen. Die eingedrungene Schmelzmasse löste von innen heraus Quarzsubstanz auf und setzte sich an deren Stelle.“

Auch die Neubildung der Augitsäulchen um den Quarz herum beschreibt Beyer ausführlich,¹ und ist es eine wahre Gennethung, in unseren beiden Lichtbildern eine so prächtige Bestätigung der Beyer'schen Beobachtungen bieten zu können, welche aus seinen beiden Abbildungen (a. a. O. Taf. I, Fig. 1 u. 2) ohne die trefflichen Worte des Textes leider kaum zu entnehmen sind.

Mikrochemisch. Gesteinssplitter kennzeichnen sich durch massenhaften Ca- und Fe-Gehalt als überaus basisch zusammengesetzt. Ihre Reactionen gleichen vollkommen jenen des verwandten Gesteines vom Teleki-Vulkau am Rudolf-See. Für die Bestimmung der Plagioklase als Bytownit spricht der relativ geringe Na-Gehalt des Gesteines.

Schlackige Basalt-(Feldspath-Basalt-)Lava.

„Monte Sella, Assab.“

Makroskopisch. Das schwarze Gestein enthält unregelmässige, in der Grösse sehr variable Hohlräume. Die Grundmasse ist matt, doch glitzern die punktgrossen Feldspathbruchflächen daraus hervor. Erkennbare Einsprenglinge fehlen. Nur ganz vereinzelt fand sich ein grosser (1.5 cm) Krystall eines farblosen Minerals, das sich als ein zerdrückter Labradorit erwies. Die Untersuchung eines Spaltblättchenschliffs stellt ihn an die basische Grenze der Andesine.

Mikroskopisch. Das Gestein weist auch unter dem Mikroskope keine porphyrische Structur auf, indem ausgesprochene Einsprenglinge erster Generation fehlen. Die grössten Krystalle sind etwa 0.15 mm messende Olivine, welche neben den zahlreichen stromförmig gelagerten Plagioklas-Leistchen, die kaum über 0.1 mm lang werden, vorkommen. Die Zwischenräume dieser beiden Bestandtheile füllt eine nahezu holokrystalline eigentliche Grundmasse, deren schwer aufzulösende Elemente winzigste Kryställchen von vorherrschendem Augit und etwas weniger Magnetit sind, deren vollkommene Idiomorphie noch auf die Anwesenheit einer alles durchtränkenden farblosen Glasbasis schliessen lässt. Diese Augit-Magnetit-Grundmasse mit ihren kaum wenige Tausendstel mm messenden Mikrolithen ist als Mesostasis aufzufassen, welche unser Gestein in die Reihe der Basalte mit Intersertalstructur (Meissner Typus) stellt. Nach der Structur der Grundmasse erinnert dieses Vorkommen beiläufig an die Basaltvarietäten A und B aus den Settimabergen (Ndoro-Nairotia) im Keniagebiete (m. vergl. S. 55, 56) nur ist die Korngrösse aller Bestandtheile viel geringer. Der wichtigste Unterschied liegt in der deutlichen Porphyristructur der erwähnten Gesteine.

Mikrochemisch. Die Gesteinssplitter lieferten echte, typische Basalt-Reaction, in Folge der grossen, durch den Fe- und Ca-Gehalt verursachten Basicität. Splitter des grossen Feldspath-Einschlusses ermöglichten aber dessen Bestimmung als Labradorit.

¹ Anschliessend an die Arbeiten von Lehmann und Bleibtreu. Vergl. die Citate auf S. 25 der Beyer'schen Arbeit.

Zusammenfassende Übersicht

über alle in den Literaturangaben ¹ genannten oder beschriebenen

Gesteinsvorkommnisse Ost-Afrikas und Abessinien.

Nach Localitäten von Süd gegen Nord geordnet.

(Petrographisch untersuchte oder genauer bestimmte Gesteine sind mit * bezeichnet.)

1. Küste, südlich vom Pangani und Inneres von Deutsch-Ost-Afrika.

			Seite
Granit	Bei Kisagi im Khutu-Land	Nach Graf Pfeil in Ebert	4
"	Rubeho-Gebirge (Usagara-Uhehe)	Ebert	2
" (weiss)	"	Graf Pfeil	357
"	Vom Ukerewe- zum Tanganika- und Njassa-See	Ebert	2
Granite	Ubena, Uhehe, Ugogo, ein Theil von Usagara	"	2
Syenite	Ugogo	"	2
Grünsteine	"	"	2
" (Gänge im Granit) .	Rubeho-Gebirge	"	2
Basalt (Lava)	Khutu und im Rufidji-Thal, Johnston-Berg in Khutu	Nach Thompson in Ebert	3
Krystallinische Schiefer .	Ubena, Uhehe, Ugogo, ein Theil von Usagara	Ebert	2
" "	Vom Ukerewe zum Tanganika- und Njassa-See	"	2
Gneiss	Rubeho-Gebirge und Uhehe-Berge	Graf Pfeil	357
Glimmer- und Talkschiefer .	Ugogo	Ebert	2
Hornblende	Rubeho-Gebirge	Graf Pfeil	357
Asbest	Am nordwestlichen Njassa-Ufer	Schleicher	93
Graphit	Berge von Ukami	Nach Pater Horner in Ebert	7
Gold	Njassa-Ufer	Schleicher	93
Kupfer	Im Innern des Hochlandes von Deutsch-Ost-Afrika	Ebert	7
Malachit	Bei Masasi	Nach Angelvy in Schleicher	92
Edler Granat, Bergkrystall etc.	Zwischen Lindi und Rovuma	Nach Kirk in Schleicher	92
Sinter	Heisse Quelle (Marknsbrunnen) bei Kisagi im Khutu- Land	Nach Graf Pfeil in Ebert	4
Steinsalz	Östlich von Mpuapua, Usagara	Nach Stanley in Ebert	7
Salz und Salpeter	Marenga Mk'hali im westlichen Usagara	Ebert	7
Conglomerate u. Sandsteine	Vom Ukerewe- zum Tanganika- und Njassa-See	Ebert	2
Sandsteintafeln	Schollen im Hochland von Usagara	"	2
Sandsteine, eisenhaltig .	Usui, Uvinsa, Unjamvesi	"	8
Sandstein, weiss	Uhehe-Berge	Graf Pfeil	357
Kohlensandstein	Johnston-Berg in Khutu und im Rufidji-Thal	Nach Thompson in Ebert	3
Kohlensandsteine u. Schie- fer	Zone vom Tana zum Rovuma und Zambesi	Ebert	2
*Sandstein	Zwischen Usugulo und Fundi in Usaramo	Shearson Hyland	266
*Thon mit Quarz	Dorf Sokoni innerhalb Dar-es-Salaam, Thalschlucht, Wasserloch	Shearson Hyland	266
Laterit	Rechtes Ufer des Rucha, SW vom Rubeho-Gebirge	Graf Pfeil	357
Carbonkalk	Zone Tana—Rovuma—Zambesi	Ebert	2
Juragesteine	Usagara	Nach C. Schmidt in Ebert	3
Tertiärer (?) Kalk	Am Rovuma, sowie linken Kingani-Ufer	Ebert	4

¹ Vergl. S. 22[466], 32[467]; die Seitenangaben beziehen sich auf die betreffende Publication.

			Seite
Kohlenflötze	Am Rienda (Lujenda) und Rovuma	Nach Livingstone in Ebert; nach Angelvy in Schleicher	3 92
Steinkohle	Florence-Bai am Njassa-See 10°40'; Hafen Mbampa am Njassa-See 11°20'; Mündung des Rikuru-Flüsschens 10°45' 13"	Schleicher	92, 93

2. Gebiet des Pangani-Flusses.

*Basanit-Tuffe	Zwischen den Lassiti- und Sambo-Bergen, Steppen- ebene, westl. vom Pare-Gebirge; Ebene zwischen dem Ugueno-Gebirge und dem Pangani-Fluss.	Shearson Hyland	265
*Gneiss	Oberhalb Mafi	"	214
*Amphibol-Gneiss	Am Wege von Mruasi nach Korogwe (4)	Antor	472
*Hypersthen-Anomit-Pla- gioklas-Gneiss	Flussbett des Pangani zwischen Korogwe u. Manlui (5)	"	472
*Gneiss-Granulit	Zwischen Kwa Fungo und Mruasi (3)	"	471
*Granulit	Am Wege von Kitifu nach Mbaruk (1)	"	470
*Amphibol-Granulit	Am Wege zwischen Lewua und Kwa Fungo (2, Var. A)	"	470
*Amphibol-Hypersthen- Granulit	Am Wege zwischen Lewua und Kwa Fungo (2, Var. B)	"	470
" " " " " " " "	Pare maboga Süd (2, Var. C)	"	471
*Amphibolit	Oberhalb Mafi	Shearson Hyland	215
*Augit-(Diallag-)Amphibo- lite	Ngua-Berg bei Masinde, anstehend	Mügge	582
*Desgl., Skapolith führend .	Zwischen Pangani-Fluss und Pare-Gebirge	"	583
*Kochsalz	Erde bei Masinde	"	608
*Fasergyps	Südlich von Klein-Aruscha	Shearson Hyland	266
*Calcit	Ufer des Pangani-Flusses	Rammelsberg in G. Rose	247
*Kalkiges, quarzführendes Gestein	Zwischen den Lassiti- und Sambo-Bergen	Shearson Hyland	265
*Kalkige Tuffe	Gebiet des Pangani (bis zum Naiwascha-See)	Mügge	607
*Sande der krystallinischen Schiefer	Pangani-Fluss und Quellgebiet desselben	"	607
*Breccien	Pangani-Gebiet bis zum Naiwascha-See	"	607
*Lehm und Thon	"	"	607
Laterit	Steppe zwischen Aruscha und Pare; 2 Tage unterhalb Aruscha, 1 Stunde vom Ruw-Flusse (Pangani) östlich	Shearson Hyland	267

3. Hochland von Usambara.

*Krystallinische Schiefer .	Usambara	Thornton	447
*Muscovit-Gneiss	Bergland von Usambara	Schmidt	451
*Biotit führender Gneiss .	"	"	451
*Hornblende-Granat-Gneiss	"	"	451
*Glimmerschiefer mit Granat und schwarzem Glimmer . .	Felspartie in der Nähe des Flusses Umba	G. Rose	246
*Magnetit-Sand	Provinz Funga, Usambara	Schmidt	451
Blei-Erz	In manchen Sandsteinen der Hochebene von Usambara	Ebert	7
Sandsteintafeln ¹	Schollen im Hochlande von Usambara	Thornton, S. 449; Ebert	2
Thone	Usambara	Nach Krapf in Ebert	7
*Kalkstein bräunlich-roth, tho- nig	Flussbett eines kleinen Nebenarmes des Umba	Rammelsberg in G. Rose	247
Carbon-Versteinerungen .	Umba in Usambara	Nach Thompson in Ebert	3

¹ In der Karte Prof. Toula's konnte der unbestimmten Verbreitung wegen dieses Sandsteinvorkommen nicht aus-
geschieden werden.

4. Pare-Gebirge.

Krystallinische Schiefer .	Pare-Gebirge	Thornton	449
*Gneisse (Hypersthen, Hornblende und Biotit führend, z. Thl. mit Plagioklas u. Granat)	"	Mügge (Neues Jahrb.)	581
*Glimmerschiefer, granatreich	"	G. Rose	245
*Glimmerschiefer mit grossen Granaten und Hornblende	Flussbett in Pare	"	247
*Augit-(Diallag-) Amphibolite	Pare-Gebirge	Mügge (Neues Jahrb.)	582
Salz	Pare	Ebert	7

5. Ugueno-(Ugweno- oder Ugono-) Gebirge.

Syenit	Westliches Ugono-Gebirge	Thornton	449
Geschichtete Gesteine („stratified rock“) Schiefer	Östliches "	"	449
*Gneisse, Hornblende, Biotit oder Augit führend	W-, S- und O-Abhang des Ugueno-Gebirges, Gamu-alla-Berg und Ngovi-Gipfel Ugono-Gebirge, 3—4000'	Tenne	2
*Glimmerschiefer	Flussbett im Ugono-Gebirge, 3500' hoch	J. Roth	545
*Quarz-Magnetit-Granat-Sand (Eisenerz)	Nähe des Mruschung-Lagers	"	545
Eisenglanz, derb	Gegend von Nagnvu	Tenne	2
Eisensand	"	"	2
Brauneisenknollen in Laterit (?)	"	"	2
*Kalk, dichter, grauer	Westlich Ugueno, südlich Aruscha	Shearson Hyland	266

6. Ssogonoi- und Litaema-Gebirge.

*Melilith-Basalt (?)	Litaema-Gebirge bei Klein Aruscha	Mügge	603
*Oligoklas-Granulit	Findling längs des Nordhanges der Ssogonoi-Kette (9)	Autor	474
*Granat-Amphibolit (Diorit-Amphibolit)	Nordabhang der Ssogonoi-Kette (S von Meru längs des Pangani) (8)	"	473
*Augit-(Diallag-) Amphibolit, Skapolith führend	Litaema-Gebirge bei Klein-Aruscha	Mügge	583
*Calcit	Nordabfall der Ssogonoi-Kette (e)	Autor	513

7. Meru-Berg.

*Hornblende-Phonolith	Magsuru-Fluss, Meru-Berg (IV)	Autor	487
*Nephelinit	Gerölle aus dem Magsuru-Bette; Meru-Berg (V)	"	489
*Nephelin-Tephrit	1. Umgebung des Meru-Berges bei Gross-Aruscha; 2. Abhang des Hochlandes von Nanja gegen die Ebene von Ngaruka	Mügge	601
*Limburgit (2. Art)	Ebene von Gross-Aruscha; in grossen Blöcken am Meru-Vulkan	"	602

8. Kilimandscharo¹ und Tschagga-Ebene.

(Chronologisch nach Autoren geordnet. Mit ** und *** sind identische Gesteine bezeichnet.)

**Trachyt, mit grossen Feldspathkrystallen	Weru-Weru-Flussbett (nach Thornton häufigstes Gestein des S- und SW-Gebirgstheiles), auch 4160 m hoch	G. Rose	246
		Sadebeck	26

¹ Vergl. auch: Gebiet zwischen Kilimandscharo und Kenia, S. 73.

			Seite
*Olivin-Basalt, mit Augitkrystallen	Wern-Wern-Flussbett (nach Thornton häufigstes Gestein des S- und SW-Gebirgstheiles), auch 4160 m hoch	G. Rose	246
*Olivin-Basalt, ohne Augitkrystalle	Goni, Flussbett zwischen Taweta und Kilema	"	246
*Kalkstein, dunkelgrauer	Hügel zwischen Goni und Kilema	Rammelsberg in G. Rose	246
*Basalt, Olivin und Augit führend, nicht blasig	Zwei Flussbette (Wern-Wern und Goni), (Geschiebe zwischen Kilema und Madjame, Tschagga	G. Rose	247
**Trachyt mit rhombenförmigen Sanidindurchschnitten	Kilimandscharo, höchster von v. d. Decken erreichter Punkt, 13800'	J. Roth	543
*Basalt, Olivin und Augit, sec. Bol führend	"	"	544
*Trachyt, porös, blaugrau	Kilimandscharo, 13000'	"	544
***Obsidian, z. Thl. gebändert, glasige Form vom vorigen Gest.	" 12500-13800'	"	544
*Trachyte, z. Thl. identisch mit vorigen	Kilimandscharo, 12500-13800'	J. Roth	544
*Glas-Basalt oder basischer Augit-Andesit	Mittelgrat des Kilimandscharo, 4270 m		
*Augit-Andesit, lichtgrau	"		
*" " schlackenartige Lava	Fuss des Kimawensi, 4480 m		
*Hornblende-(?) Andesit, basaltähnlich, dunkelgrau	" Kibo, 4270 m		
**Augit-Andesit, "Orthoklas" führend	Mittelgrat, 4270 m	Bonney in Johnston	306
*Derselbe, schwarz, schlackig	Kilimandscharo, S-Abhang; Giessbachthal, 3960 m	Vergl. auch Bonney Report	682
*Schlackengerölle mit grossen Sanidin(?) Krystallen	"		
***Augit-Andesit(?), schwarze, glasähnliche Lava	"		
*Schwarze Lava mit grauem Feldspath	" 4270 m		
*Desgleichen	4600 m, Fuss des Kimawensi		
*Schwarze Lava, halbglassig	Giessbachthal, etwa 8000' am Kilimandscharo	Bonney	682
*Quarz aus krystallin. Schiefergesteinen	Tschagga; Taweta W	Thomson	120
Trachytische Laven, licht gefärbt, dicht und fest	Tschagga, Wasserfall des Habali	"	120
Agglomerat, vulkanisches und Lava, hart, sehr dicht	Bruchland am Wern-Wern	"	137
**Trachytisches Gestein mit zollangen Krystallen gläsernen Feldspaths (Sanidin)	Schira (westl. Seitenwand des Kibo)	"	139
Basaltähnliches Gestein, dicht, schwarz, mit glasiger Oberfläche	Ebene zwischen Kilimandscharo und Pangani bei Klein-Aruscha	Mügge	594
*Nephelin	Geröll in der Ebene bei Klein-Aruscha zwischen Kilimandscharo und dem Pangani-Fluss	"	602
*Nephelin-Basalt	Aschenfeld an der Südseite des Kibo, 1/3 Bergeshöhe	Shearson Hyland	216
***Basalt-Obsidian	Aschenfeld an der SO-Seite des Kibo in 1/3 Bergeshöhe	"	222
*Limburgite (feldspathfreie Basalte)	Aschenfeld an der Ostseite des Kibo unterhalb der Doppelkugel		
	Rother Aschenkegel zwischen Kibo und Kimawensi		
	Aschenfeld an der Westseite des Kimawensi		

		Seite
*Limburgit, augit- und hornblendereiche Varietät	Aschenfeld am SO-Hang des Kibo	Shearson 230
*Limburgit, augitreiche, glimmerführende Varietät	Lavastrom des Hügels nächst dem Kinawensi	" 232
*Nephelin-Basalt	Marangu	" 235
*Feldspathbasalt, hornblende-führend	Lavastrom des zweiten Hügels am Kinawensi; Aschenfeld am SO-Hang des Kibo	" 236
*Basalt, feldspathreich	Aschenfeld und Lavastrom am SO-Hang des Kibo; unterhalb Marangu	" 246
*Nephelin-Tephrit	Abfall zwischen Schneequelle und Semciobach (3000 bis 4000 m); Lavastrom an der Schneequelle; Lavastrom des Hügels nächst dem Kinawensi	" 247
**Nephelin-Basanit	Lavastrom am SO-Hang des Kibo; Lavastrom an der SO-Seite des Kibo, $\frac{1}{4}$ Bergeshöhe; Massiv des Kibo, SO-Seite, über $\frac{1}{3}$ Höhe; über $\frac{1}{2}$ Bergeshöhe, über $\frac{2}{3}$ Bergeshöhe	" 248
** " "	Unterhalb Kahe, kein Bachbett, offene Steppenebene	" 261
*Lencit-Basanit	Aschenfeld an der SO-Seite des Kibo	" 261
*Asche	Schlammstrom an der Nordseite des Kibo	" 262
*Tuff-Agglomerate	Bach Mamba, Fuss des Kilimandscharo	" 263
*Tuff-Conglomerat	Salzpfanne zwischen Kahe und Aruscha	" 264
*Quarzeonglomerate	Kahe—Aruscha	" 265
*Salz	Kahe	Ebert 7
**Nephelin-Basanit	Zwischen Weri-Weri und Kiretema; Kilimandscharo S (I)	Autor 483
*Limburgit	Kilimandscharo, von 9000' anwärts (III)	" 511
*Basanit-Conglomerat	Auf dem Wege von Klein-Aruscha nach Kahe (II)	" 486, 511
*Feldspath-Basalt	W von Marangu auf dem Wege von Modshi nach Marangu, in 3300 m anstehend	Tenne 3
*Plagioklas-Basalt	Kibo	" 3, 4
	Lavastrom am Kibo nach SO gegen den Muëbach, anstehend 5700 m. Lose bis 3800 m und im Weri-Weri, sowie vom Nasere beim Einfluss in den Kikafu. Östl. Lavahügel zwischen Kibo und Kinawensi; W-Absturz des Kinawensi 4900 m, sowie an der Nordseite desselben	
*Tephrit	Blöcke zwischen Marangu und Modshi; zwischen Urn und Weri-Weri und vom Kikafu	" 4
*Nephelin-Basanit	N von obigen Lavastrome bis zum Muëbach am östl. und südöstl. Abhang. Kraterwand des N-Kibo und des Kitzelgletschers. Rollstücke in Madschane im Kikafu-Bach und im Weri-Weri und Rau-Flusse	" 4, 5
*Lencit-Basanit	Krater des Kibo	" 5
*Nephelin-Basalt	Zwischen Muë-Bach und Kibo anstehend in 3800 bis 4000 m	" 5
	Blöcke und Findlinge zwischen Marangu und Rua-Bach bei 1800 m; am Ilimo Bach 800 m; Kikafu	
*Limburgit	Kibo SO; Aschenfeld 3900—4100 m	" 6

9. Küste von Sansibar; Mombas und Hinterland.

*Porphyry, quarzführend . . .	Schlucht zwischen Kisuludini und dem Arm von Mombas	G. Rose 247
Gneiss, Hornblende führend, lagenweise granitisch	Duruma W	Beyrich 768
Antimon	Gegend von Mombas	Ebert 7
Sandstein	Hügelzüge von Duruma und Rabai	Beyrich 768
" Bleiglanz führend	Maweki	" 768
Schieferton mit Nieren von Eisenstein	Fuss der Rabai-Hügel	Thomson 48

			Seite
Kalkstein, dunkelblau über vorigem	Fuss der Rabai-Hügel	Thomson	48
Sandstein, über vorigem . . .	"	"	48
Kalkstein, sandig	Moadje-, Samburu-, Taro-Lager auf dem Wege zum Maungu Lager, östl. vom Rabai-Fluss	Tenne	1
Sandsteine, fein- u. grobkörnig	"	"	1
Quarz-Feldspath-Conglome- rate	"	"	1
Sandsteine, grob, grau, z. Thl. dünn-schiefrig	Fuss der Rabai-Hügel n. weiter westl.: Siwa, Ariangulo	Thomson	61
Calamiten-Sandstein . . .	Bei Rabai	Ebert	3
Sandstein, eisenreich, thonig mit Sphärosideritknollen, worin Jura-Versteinerungen	Mombas NW	"	3
Thoneisensteinknollen . .	Bandarin-Lager bei der Küste	Tenne	1
Jura-(Kimmeridge) und Kreide- (Neocom) Schichten	Weg von Kisahni nach Takaungu, Hafen von Mom- bas (Freretown) N.	Beyrich	768
Tertiärer Sandstein überdem Korallenkalk	Küste von Sansibar, Dar es Salaam, Pangani	Ebert	3
Desgleichen	Pangani-Mündung	v. Hölmel in dieser Abhandlung	48
Thone und Sande mit Kopal	Im ganzen Küstengebiet	Ebert	4
Korallenkalk	Küste, sowie die Inseln Sansibar und Pemba	"	3
Madreporenkalk	Küstensaum von Mombas	Beyrich	768

10. Kadjaro-, Maungu-, Ndara-, Bura- und Teita-Gebirge.

*Pegmatite	Maungu—Ndara; Ndara—Matate; oberhalb östlich Matate; Matate—Mkamene	Shearson Hyland	212
Krystallinische Schiefer .	Kadjaro, Ndara- und Bura-Gebirge	Thornton	449
Gneiss	Ndara	Thomson	70
"	Dschawia-Berg zwischen Matate- und Bura-Lager	Tenne	2
Gneiss, Schiefer, Horn- blende	Teita-Gebirge	Thomson	64
*Biotitgneiss	Küsti nördlich von Made am Adi	Liebisch in Beyrich	774
" mit Granat . .	Westseite des Ndara-Berges	Tenne	2
*Hornblendereicher Gneiss pegmatitartige Gemenge um schliessend	Ndara-Berg	Liebisch in Beyrich	774
*Glimmerschiefer	Bura-Berge; Ndara-Gebirge	J. Roth	545
Schiefer mit weissem	Bura-Berge	Thomson	84
Krystallinischen Kalk . . .	Matate—Mkamene	Shearson Hyland	266
*Bleiglanzführender Kalk- spath	Zwischen Ndara-Gebirge und Taweta	Tenne	2
Sandsteine	Zwischen dem SW Kadjaro- und dem NO Pare- und Ugono-Gebirge	Thornton	449
Metamorph. Sandsteine . .	Teita-Gebirge	Thomson	64
Granwacke	Zwischen Ndara und Matate	Shearson Hyland	265
*Quarz-Conglomerat	Matate—Mkamene	"	265
*Conglomerat	Gora—Samburu	"	266
*Kalkstein, dicht, grau . . .	Zwischen Ndara-Gebirge und Taweta	Tenne	2
Kalke	Zwischen Bura-Lager und Taweta	"	2
Quarzfragmente aus pegma- titischen Gängen			

11. Taweta und Gegend des Sees Djipe.

Quarzfragmente aus pegmati- tischen Gängen	Dicht bei Taweta	Tenne	2
---	------------------	-------	---

			Seite
*Hornblende-Hypersthen-Peridotit	Niedriger Hügel im Taweta-District am Südfusse des Kilimandscharo	Hatch	257
*Basalt, roth, braun, schlackig	Taweta-Ebene	Nach J. Roth in Sadebeck	26
* " feldspatharum	Taweta, Westufer des Lumi-Flusses. Erster Hügel südlich von Taweta am Djipe-Seeufer	Shearson Hyland	244
* " feldspathreich	Ostuf der des Djipe-Sees (Lumi-Mündung)	"	246
*Hypersthenfels	Hügel zwischen Taweta und dem See Djipe	G. Rose	245
*Hypersthen-Augit-Amphibolit	Weg vom Kisingo zum Südufer des Djipe-Sees (7)	Autor	473
*Glimmerschiefer wie jener von Pare	Hügel am See Djipe, Ostseite	J. Roth	544
*Kalk	Zerstreute Wasserbassins bildende Felsmassen zwischen See Djipe und Pare	Rammelsberg in G. Rose	246
*Kieseliger Kalkstein	Ebene zwischen See Djipe und Pare	"	247
* " " " idenfisch mit obigem	See Djipe, Ostseite	J. Roth, S. 544; tertiär? nach Ebert	4
Rothe Erde, Laterit (?)	Landschoro mdogo	Tenne	2

12. Gebiet zwischen Kilimandscharo und Kenia.

"Graphit-Granit"	Doenje Erok	Thomson	250
Grünstein, porphyritisch	Kämme der Schlucht des Baches von Turuku	"	260
*Granophyr, Augit, Hypersthen und Hornblende führend	Anstehend in Felsen am Westfusse des Longido-Berges	Mügge	578
*Trachyt (Quarztrachyt)	Kikuyu (VI)	Autor	490
*Liparit	Nördl. Ausgang der süd. vom Naiwascha-See gelegenen Schlucht mit heissen Quellen; in 100' hohen Wänden anstehend	Mügge	585
* "	Ufer des Naiwascha-Sees	"	586
* " -Pechsteine	Ebene des Naiwascha-Sees, sowie in der Schlucht	"	586
Trachytisches Gestein	Doenje-Buru am Naiwascha-See	Thomson	301
" " " weiss, zersetzt	Höhenkamm am Guasso Giligili	"	308
Trachytische Laven	Ngare Kekupe	"	310
*Obsidian	Leikipia; Kenia W	"	340
Obsidian	Doenje Erok la Kapotéi (Findling)	Autor	511
" wie Flaschenstücke	Kikumbulu, 100 km NO vom Kilimandscharo	Von Krapf gesamm., Sadebeck	26
" rein schwarz	Ufer des Guasso Kedong	Thomson	291
*Augitführender Trachyt	Naiwascha-See	"	301
*Akmit-Trachyt	Ndoro-Hügel bei Madi am Adi, NO-Fuss des Kilimandscharo	Liebisch in Beyrich	774
*Trachyt-Bröccien	1. Thal Kiwangaine. 2. Umgebung des Naiwascha-Sees.	"	590
*Trachytischer (?) Tuff	Thermenschlucht südlich vom Naiwascha-See	"	608
*Sanidinit (Amphibolit?)	Ndoro-Nairotia; Kenia-Gebiet (XIII)	Autor	502
*Anorthoklas-Phonolith, zwei Varietäten	Fuss des Doenje Ngai	Mügge	606
*Phonolith	Plateau am Westfusse des Kenia: Ndoro-Lager (VIII)	Autor	491, 495
*Nephelinit	1. Spitze des Kenia (X);	"	498
*Augit-Andesite	2. Ndoro-Nairotia, Kenia-Gebiet (XII)	"	501
*Augit-Andesit	Umgebung des Vulkans Doenje Ngai	Mügge	594
*Hyalo-Andesit (Andesit-Pechstein)	1. Kitumbin-Berg und Umgebung von Doenje Ngai;	"	605
*Basalt, dicht, mit Hohlräumen	2. Gebirgszug Mutiek—Mossiro bis zum Naiwascha-See	Autor	496
	Kenia (IX a)	"	497
	Kenia (IX b)	"	497
	Kikumbulu; Kilimandscharo NO	Sadebeck	26

			Seite
*Feldspath-Basalte	1. Kitumbin, Doenje Ngai; 2. Mutiek—Mossiro—Naiwascha-See	Mügge	605
*Melilith-Basalt	Fuss des Vulkans Doenje Ngai	"	603
*Basalt, zeolithisirt	Kikuyu-Gestein (VII)	Autor	491
*Var. A. Feldspathbasalt	Settima-Berge; Ndoro—Nairotia, Kenia-Gebiet (XI)	"	499
*" B. Olivinbasalt	"	"	500
*" C. Schlackiger Basalt (Hypersthen-Basalt)	"	"	500
Lava-Fels	Schlucht des Ngare Sure	Thomson	262
Lava, schlackenartig	Doenje Lonogot (Naiwascha-See S)	"	294
Vulkanisches Agglomerat	Ngare Kekupe	"	312
Tuff, fester	Ufer des Guasso Kedong	"	291
*Thonige Tuffe	Thermenschlucht südl. vom Naiwascha-See	Mügge	608
Gneiss	Baza am oberen Tana (Kenia O)	Pigott	132
Gneissartiges Gestein	Njiri, Massimani NW; Nordfuss des Kilimandscharo	Thomson	249
*Zweiglimmergneiss	Ulu Iveti, Ukambani (10)	Autor	475
Gneiss und Schiefer	Doenje Erok	Thomson	250
*Gneiss	Fuss des Longido-Berges, Bergland Matiom	Mügge	581
*Cyanitgerölle	Bergland Matiom	"	607
Quarzriffe	Baza am oberen Tana (Kenia O)	Pigott	132
Gold	Nördliches Massai-Land	Nach Fischer in Ebert	7
*Kochsalz	Naiwascha-See	Mügge	608
Salpeter und Natron	Njiri, Nordfuss des Kilimandscharo	Ebert	7
*Trona	Natron-Seen und Salzsümpfe	Mügge	608
*Kalkreiche Tuffe	Mossiro—Mutiek bis zum Pare-Gebirge	"	608
*Kalk mit Mangan-Concretionen	Ndoro-Lager am Fusse des Kenia (f)	Autor	513
*Chalcedon	Ebene von Kiwangaie, Gelei-Berg N	Mügge	608
*Kieselsinter	Heisse Quellen von Sussua (Naiwascha-See S)	"	609
Sandstein	Baza am oberen Tana (Kenia O)	Pigott	132
Quarz und Sandboden	Matiu und Wasania am Tana	"	Karte
*Eruptivgesteinssande mit Nephelin etc.	Umgebung des Doenje Ngai	Mügge	607
*Thone mit Bruchstücken von Bisilicaten	Östlich vom Gebirgszuge Mutiek—Mossiro	"	608
Lehm, carmoisinroth, Zersetz-Product durch Dampf	Dampflöcher im Lavastrom des Doenje Buru am Naiwascha-See	Thomson	304
*Rothe Erde	Ukambani (Iveti) (b)	Autor	512

13. Gebiet nördlich vom Aequator. (Nach Autoren geordnet.)

Lava, fest, säulenförmig abge-sondert	Thomson-Fall; Ururu	Thomson	335
Kryptokrystallin. Laven	Schlucht des Guasso-Tigirisch (Njemss W)	"	409
Biotit-Plagioklas-Gneiss	Kamasia-Bergkette	"	413
"Porphyritischer Sanidin"	Lavadecke über der Felswand des Elgejo	"	414
"Porphyritischer Granite	Abstieg vom Guas Ngischu, Plateau nach W (Kawirondo)	"	430
Travertin	Heisse Quellen des Ngare Rongei (Baringo-See S)	"	504
Granit und krystall. Schiefer und darüber z. Thl. Con-glomerate u. Sandstein	Uganda (Ukerewe-See NW)	Ebert	2
*Mikroclin-Granit	Guasso Njuki; Kenia NW (11)	Autor	475
*Quarz-Trachyt (Felsoliparit)	Zwischen Rudolf- und Stefanie-See (XXV)	"	510
*Andesitischer Trachyt	Zwischen Nyiro-Berg und dem Südufer des Rudolf-Sees (XXII)	"	507
Sanidin-Trachyt (Tuff)	Von Kiwass zum Kerio-Fluss (XX)	"	506

		Autor	Seite
*Trachyt-Tuff	Zwischen Ngare dabasch (Kulall-Berg) und Rudolf-See (XXIV)		509
*Phonolith	3. Oberlauf des Guasso Narok (Ururo), Laschau; Find- liug (XIV). 4. NW-Fuss der Loroghi-Kette (XVIII). 5. Suk-Berg (XXI)		502 505 507
*Augit-Andesit	Baringo-See O; nach Njemss (XVI)		504
*Andesit (?)	Kiwass (Suk) (XIX)		506
*Andesit-Tuff	Baringo-See O; am Fusse des Leikipia-Plateaus (XVII)		505
*Var. A. Augitreicher Basalt	Leikipia-Abfall; Lare nach Njemss (XV)		503
*Var. B. Olivin-Basalt . . .	"		503
*Vitrophyr-Basalt-Lava . .	Teleki-Vulkan am Südende des Rudolf-Sees (XXIII)		508
*Oligoklas-Mikroklin-Gneiss (Granit-Gneiss)	Flussbett des Guasso Nyiro (13)		477
*Biotit-Granit-Gneiss . . .	" (12)		477
*Biotit-Oligoklas-Gneiss . .	NW-Fuss der Loroghi-Kette (16)		479
*Biotit-Oligoklas-Gneiss (Apatit-Gneiss)	Guasso Nyiro-Fluss; zweiter Theil d. verfolgt. Roste (15)		478
*Amphibol-Biotit-Oligo- klas-Gneiss	" (14)		478
*Var. A. Amphibolit	Zwischen Loroghi-Kette und Nyiro-Berg (17)		480
*Var. B. Aktinolith-Schiefer	Barasaloj (17)		480
*Amphibol-Epidot-Schiefer (Skapolith führend)	Nyiro-Berg (18)		481
*Anorthit-Diorit-Schiefer .	Doenje Erok in Turkana (19)		481
*Sandstein, 2 Varietäten . . .	Ostufer des Rudolf-Sees (x)		512
*Brauneisen	Rudolf-See, Ostküste; Longendeti N. (17.18.III.1888) (d)		513
*Chalcedon-Quarz-Geoden .	Strand und Umgebung der Mitte des Ostufers des Rudolf-Sees (13—20. III. 1888) (c)		513
*Quellensinter	NW-Fuss des Kulall-Berges beim Ufer des Rudolf-Sees	Spüller u. Wild in dieser	
*Kalktuff	Hügel am Südende des Stefanie-Sees	Abhandlung	50, 51
*Diatomeen-Schiefer . . .	Zwischen Ngare dabasch (Kulall-Berg) und dem Rudolf- See (11—12. III. 1888) (g)	Autor	515

14. Südliches Abessinien, Blauer Nil (Abai) und Länder bis Kaffa.

Pegmatit	Damot und Provinz Goggiam	Grattarola	519
Grobkörniger Granit . . .	Abai und Bett desselben	"	517
Granite	Bett des Abai beim Einflusse des Birr	"	516, 517
Syenit (hornblendereich) . .	"	"	516, 517
*Rhyolith	Antotto SO in den Galla-Ländern bis nach Kaffa (über den Conglomeraten und Tuffen I)	Aubry und Michel-Lévy	212, 213
*Perlit	"	"	212, 213
*Obsidian	"	"	212, 213
Obsidian-Lava	Bett des Abai beim Einflusse des Birr	Grattarola	516, 517
Pechstein	Abai und Bett desselben	"	516, 517
Zersetzter Trachyt	Bett des Abai beim Einflusse des Birr	"	516, 517
Trachyt-Tuff	Strasse von Gudru (Imbabo) zum Bett des Abai	"	517
*Feldspath-Basalt, krystallin.	Antotto SO in den Galla-Ländern bis nach Kaffa (über den Conglomeraten und Tuffen I)	Aubry mit Michel-Lévy	212, 213
" porphyrisch	"	"	212, 213
Lava mit Mandolbildungen (Zeolithe, Chalcedon, Gneis etc.)	Bett des Abai, Portugiesische Brücke	Grattarola	517, 518
Tuff, vulkanischer	Abai und Bett desselben	"	517
"Trapp"	Ufer des Abai	Blanford	181
Glimmerschiefer	Bett des Abai	Grattarola	517
Hornblende-Glimmerschie- fer	Strasse von Gudru (Imbabo) zum Bett des Abai	"	517
Amphibolit	Abai und Bett desselben	"	517
Grünschiefer	Bett des Abai beim Einflusse des Birr	"	516, 517
Fasergyps	"	"	516, 517

			Seite
Kalktuff	Bett und Thal des Abai (Birr-Mündung)	Grattarola	516, 517
"	Damat und Provinz Goggiam	"	519
Rosenquarz	Abai und Bett desselben	"	517
Chalcedon	"	"	517
" -Achat	Cnolla (rinniti) [Liben Galla W]	"	517
Thone	Damat und Provinz Goggiam	"	519
Oolithischer Kalk	Abai und Bett desselben	"	517

15. Sudan. Länder zwischen Abessinien und dem weissen Nil.

Granit	Kassala, Djebel Schaba	Nach Werne und Schweinfurth	
" grau, grobkörnig . . .	Bei Iskenab	in Sadebeck	8
* " grob- und feinkörnig . .	Djebel Mojeh	Nach Hartmann in Sadebeck	8
"	Zegeli	Sadebeck	9
* "	Roseres am Blauen Nil	"	9
" grobkörnig	Djebel Akaro	Nach Russegger in Sadebeck	9
" porphyrtig	Abn Kudur	Sadebeck	9
*Granitit	Berg Njemati	"	9
Granit und	Bei Gedaref,		
Syenit	Galla Arang und in Sennaar	Nach Stendner in Sadebeck	8
* "	Bei Mandera	Sadebeck	8
*Diorit	Chor Thumat, Chor Pulchidia	"	9
*Porphyr, quarzführend . . .	Djebel Mussa	"	12
" schwarz	Mandera	"	12
*Horublenbasalt(Schlaeke)	Vulkan Defafung am Weissen Nil	Nach Werne in Sadebeck	18
*Basaltische Lava (olivin- reich)	"		
*Olivinbomben	"	Nach Schweinfurth in Aubry	222
*Gneiss	Fabano, Chor Götschesch, Djebel Fasangara in Fas- sokl; bei Langeb	Sadebeck	8, 9
Glimmerschiefer	Bei Langeb	"	8
Chloritschiefer	Fassokl	"	9
Thonschiefer	Djebel Schaba	"	8
" erzführend, mit Quarzgängen	Djebel Dara	"	9
Krystall. Marmor mit Graphit	Djebel Kuneb	Sadebeck	8
" " mit lichtgrün- em Augit (Eozoon?)	Roseres	"	9
Gold	1. Fasangara in Quarz- und Dioritgängen; 2. Sand des Flusses Tumat	"	9
Kupfererzgänge	Kruss	"	9
Brauneisenerz	Gänge im Granit von Sennaar	"	9
Sandsteine, paläont. nicht hori- zontirt	Am weissen Nil, S von Chartum	"	20
Älterer, unterjurassischer Feuerstein und Chalcedon führender, Jüngerer, diluvialer, kalkhaltiger	Nubischer Sandstein	Nach Russegger in Sadebeck	20

16. Schoa.

*Pegmatit	Strasse von Ankober nach Aliu Amba	Grattarola	510
*Syenit, quarzführend	Ufer des Hadlo-Sees (Ada Galla)	"	511
Zirkonsyenit, goldführend . .	Dorf Debra-brame, Ankober W	Sadebeck	8
Porphyr	Schoa	Nach Rochet d'Héricourt in Sadebeck	13

Trachytische Gesteine:

*Quarztrachyt	1. Torrente im Territorium Ighem (Mens)	Grattarola	518
* " (Falso-Liparit)	2. Torrente Dhocattu	Autor	516

			Seite
Rhyolith	1. Krater in der Mitte der 1900 m hohen Ebene zwischen Antotto und dem Hawasch; inmitten der Tuffe des Fusses	Aubry	214
	2. Mittlere Schichten des Hochplateaus von Anko-ber—Antotto		211, 212
	3. Abstieg vom Plateau in Fische (2800 m) nach dem Thale des Zega Onedem (Nebenfluss des Djamma)	"	215
Felso-Liparit (Pantellerit).	Torrente Gherba	Autor	525
Trachyt, felsitischer	1. Sahala Dingai	Grattarola	514
	2. Krater in der Ebene zwischen Antotto und Hawasch	Aubry	214
	*3. (Euritischer Trachyt.) Abstieg vom Berge von Sahala-Dingai zum Mofer	Grattarola	515
Sanidin-Trachyt	*1. Torrente Tittiramba	"	508
	2. Findling. Strasse von Tittiramba nach Aliu-Amba	"	509
	3. Beim Monte Zuquale und Ebene der Liben Galla	"	510, 512
	*4. Torrente Zantscha bei Ighe (Meus)	"	514, 515
*Trachyt, phonolithischer	1. Mittlere Schichten im Hochplateau von Anko-ber—Antotto	Michel-Lévy u. Aubry	212
	2. Gherba (Soddè) und zw. Antotto u. Menghescia	Autor	523
Trachyt	1. Gebirge, an dessen Abhang Anko-ber liegt	Rochet d'Héricourt	544
		Sadebeck	16
	2. Plateau von Pétas, 14 Meilen vom Angolola	"	16
	3. Ebene um den Vulkan Dofane, 19 M. S. von Anko-ber	"	18
		Ragazzi	347
	4. Confuda—Koseir—Kench	Rochet d'Héricourt	545
	*5. Dorf Abd-el-Rahasul (Anko-ber SO)	Grattarola	507
	6. Fein porös; Strasse von Abd-el-Rahasul nach Aliu-Amba (Torrente Tittiramba)	"	509
	7. Ufer des Sees Kilolè (Ada Galla)	"	513
*Hyalotrachyt (Pantellerit)	Torrente Gherba	Autor	525
*Augit-Trachyt, vitrophyri-scher, (Pantellerit)	Zwischen Les Marcia und Cobbo	"	518
Trachyt, zersetzter	1. (Domit.) Trockener Wildbach beim kleinen Acaki	Grattarola	511
	2. Sahala-Dingai—Djib Wascha	"	514
	3. Thal u. Flussbett des Uahet und Cacini (Uollo-Galla)	"	520
	4. Mittlere Schichten des Hochplateaus bei Anko-ber—Antotto	Aubry	212
" kaolinisirt	1. Sahala Dingai (Anko-ber N)	Grattarola	513, 520
	2. Thal des Uahet- und Kemir-Flusses (Uollo-Galla)	"	519
Trachytisches Gestein, porös	Vulkan Dofane	Ragazzi	347
Trachytische Lava	1. Angolola und Anko-ber	Rochet d'Héricourt	545
	*2. (Mit Nephelin (?) und Augit.) Torrente Tittiramba und Findlinge auf der Strasse von Aliu-Amba nach Abd-el-Rahasul	Grattarola	509
	3. (Schwammig.) Ebene der Galan Galla auf der Strasse von Ada Galla nach Antotto	"	513
	*4. (Scorie.) Krater in der Mitte der 1900 m hohen Ebene zwischen Antotto und dem Hawasch	Michel Lévy u. Aubry	214
Trachyt-Tuffe	1. Grotte des Debra-Libanos	Grattarola	511
	2. (Trachytischer Peperino.) Antotto	"	511
	3. Provinz Mens	"	514
	4. Thal u. Flussbett des Uahet und Cacini (Uollo-Galla)	"	520
	*5. Unterste Schichten des Hochplateaus bei Anko-ber—Antotto. Zwei Varietäten	Michel Lévy u. Aubry	211
	*6. Gherba (Soddè)	Autor	524
*Trass (?) mit Zeolithen (Stilbit). Torr. Tittiramba; Strasse Aliu-Amba—Abd-el-Rahasul		Grattarola	508
*Andesitischer Trachyttuff (Pechsteinbreccie)	Torrente Giacca	Autor	527
Pechstein („Retinite“)	1. (Obsidian ähnlich.) Torrente Tittiramba; Strasse Aliu-Amba—Abd-el-Rahasul	Grattarola	509

			Seite
Pechstein („Retinite“)	2. (Mit Sphärolithen.) Findlinge an der Strasse von Aliu-Amba nach Abd-el-Rahasul	Grattarola	509
	3. (Mit Sanidin.) Torrente Zantscha, Provinz Mens (Ankoher N)	"	513
	4. (Säulenförmig.) Cacini und Uahet (Uollo Galla)	"	514
	*5. (= Lava mit Sanidin.) Bett des Torrente Ghitanoh	"	514
	6. (Zum Theil lederfarbig.) Bett des Mofer	"	515, 518
	7. (Mit Sanidin.) Wellige Ebene von Abens und Territ. Ighem	"	516
	8. Hochebene von Mens, Thal des Mofer und Berge von Sahala Dingai	"	518, 519
	9. Thal und Bett des Uahet und Cacini (Uollo Galla)	"	520
Obsidian	1. (Sphärolithisch.) 3 Meilen N von Furi (Faré)	Rochet d'Héricourt	545
	2. (= Lava mit Sanidin.) Rücken des Hügels von Pétas	"	545
	*3. Ufer des Buschoftu-Sees II (Ada Galla)	Grattarola	510
	4. (Mit Leucit?) Monte Bubila (Ada Galla)	"	512
	*5. Unterste und mittlere Schichten des Hochplateaus von Ankoher—Antotto	Michel-Lévy u. Aubry	211

Tephrite und andesitische Gesteine:

*Nephelin-Tephrit (phonolithisch)	Djamma-Thal	Michel-Lévy	451
*Nephelin-Amphibol-Andesit (Tephrit)	Intrusiv zw. den Kalken am linken Ufer des Djamma	Michel-Lévy u. Aubry	218
*Augit-Andesit (Chlorophäit-Mandelstein)	Entro il Giacca, Filoa	Autor	526
*Andesitische Lava	Krater der Ebene zwischen Antotto und dem Hawasch	Michel-Lévy u. Aubry	214
Andesitischer Dolerit	Abstieg vom Plateau in Fische (2800 m) nach dem Thale des Zega Ouedem (Nebenfluss des Djamma)	Aubry	215
Andesitischer Feldspath-Basalt	Oberste Schichten im Hochplateau von Ankoher—Antotto	"	212

Basaltische Gesteine:

Olivinführende Basalte	1. Plateau von Pétas (14 M. von Angolola)	Sadebeck	16
	2. (Lava.) 2 Meilen westlich von Angolola	Rochet d'Héricourt	545
	3. (Mit wenig Olivin.) Torrente Tittiramba.	Grattarola	507
	*4. Tittiramba, Strasse von Aliu-Amba nach Abd-el-Rahasul	"	509
	5. Oberer Theil des Bettes des Mofer und Gasch-Gasch	"	516
	6. Abstieg vom Plateau von Fische nach dem Thale des Zega Ouedem	Aubry	215
	7. Intrusiv in den Kalken am linken Ufer des Djamma	"	218
*Olivin-Basalt	Ankoher	Autor	522
*Olivin-Feldspath-Basalt	1. Let Marefia	"	519
	2. Zwischen Let Marefia und Cobbo	"	519
Feldspath-Basalt	*1. (Porphyrisch.) Torr. Tittiramba; Strasse von Aliu-Amba nach Abd-el-Rahasul	Grattarola	508, 509
	2. (Mit grossen Krystallen.) Oberste Schichten im Hochplateau von Ankoher—Antotto	Aubry	212
	3. (Mit grossen Labradoritkryst.) Hochplateau Antotto O bis zum Hawasch	"	213
	4. (Glasig.) Abstieg vom Plateau von Fische nach dem Zega Ouedem	"	215
*Hypersthen-Basalt	Let Marefia	Autor	520
Basalte	1. Seitwärts des Trachyts von Angolola	Rochet d'Héricourt	544
	2. (= Lava.) Angolola und Ankoher	"	545
	3. Confuda—Kosseir—Kenah	"	545

			Seite
*Basalte	4. (Mandelstein-Lava.) Torr. Tittiramba; Strasse von Alin-Amba nach Abd-el-Rahasul	Grattarola	508
	*5. (= Lava mit Hohlräumen). Torrente Kindi Bell „Bacino di Let Marefia“	„	510
	6. Bett und Ufer des grossen Acaki.	„	511
	7. Bett des Torr. Schai, Territ. Anna Mariau (Mens)	„	514
	8. (Blütrig und zonal und Basalt-Lava). Torr. Zantscha bei Ighem (Mens)	„	514, 515, 519
	9. Thal des Mofer	„	515
	10. (Mit Hohlräumen und thoniger Substanz.) Cascade des Cadambo, Kedus Giorgis, Terr. Ighem	„	515
	11. (Nephelin[?] und Eläolith[?] führend; z. Th. Lava.) Thal und Bett des Uahet und Cacini (Uollo Galla)	„	520
	12. (Dolerit[?] mit Sanidin.) Längs der Strasse von Let Marefia zu der niederen Cuolla	„	520
*Hyalobasalt-Tuff (Palagonit)	Let Marefia	Autor	521
Peperino	*1. Torr. Tittiramba; Strasse von Alin Amba nach Abd-el-Rahasul	Grattarola	509
	2. Strasse von Ankober nach Alin Amba	„	510
	3. Ufer des grossen Acaki (Ankober SW)	„	511
	*4. Sahala Dingai—Thal des Mofer	„	515
	5. Rand von Daga zum Mofer	„	516
*Basalt-Breccie	An der Strasse von Ankober nach Alin Amba	„	510
Lava	1. (Porphyrisch.) Hügel von Pétas	Rochet d'Héricourt	545
	2. (Olivinführend.) 2 Meilen W von Angolola	„	545
	*3. (Mit Mandelbildungen.) Alin Amba—Lot Marefia	Grattarola	507
	4. (Mit Mandelbildungen.) Dorf Abd-el-Rahasul	„	507
	5. (Mit Mandelbildungen [Chabasit?]) Strasse von Ankober nach Alin-Amba	„	510
	*6. (Mit Hohlräumen.) Strasse von Ankober nach Alin Amba	„	510
	7. (Schlackenlava.) Ufer des Buschoftu-Sees II (Ada Galla); beim Monte Zuquale, Ebene der Liben Galla	„	510
	8. (Blasig.) Ufer des grossen Acaki (Ankober SW)	„	511
	9. (Scorie.) Ufer des Sees Kilolè (Ada Galla)	„	511
	10. (Lava-Conglomerat.) Sahala Dingai—Thal des Mofer	„	514
	11. Thal des Uahet- und Kemir-Flusses (Uollo Galla)	„	519
	12. (Mandelstein-Lava.) Cuolla von Alin Amba	„	520
Vulkan. Tuffe, Aschen u.s.w.	1. (Tuff.) Strasse von Ankober nach Alin Amba	„	510
	2. (Loser Tuff.) Unter den Hügeln von Abd-el-Rahasul	„	510
	3. Ufer des grossen Acaki (Ankober SW)	„	511
	*4. (Conglomerat.) Wildbach des kleinen Muger (Ada Galla)	„	511
	5. (Wieder gebundene Asche.) Trockener Wildbach beim kleinen Acaki	„	511
	6. (Lapilli und Asche.) Thal des Mofer (Ankober N)	„	513
	7. (Tuff.) Abstieg von Sahala Dingai zum Mofer	„	516
	8. (Lose vulkanische Erde.) Bei Sahala Dingai	„	516
	9. (Tuff und Conglomerat.) Flussbett des Uahet und Cacini (Uollo Galla)	„	520
	*10. (Grau mit <i>Melania</i> .) Hochebene O von Antotto, bis zum Hawasch	Aubry	213
Schwefel	Am Vulkan Dofane	Ragazzi	347
Krystallinische Schiefer	14 Meilen SO von Angolola	Nach Rochet d'Héricourt in Sadebeck	8
Calcit	Hochebene von Mens, Thal des Mofer und Berge von Sahala Dingai	Grattarola	518
Travertin	1. Thal des Mofer	„	518
	2. (Schwammig.) Grotte des Debra Libanos	„	511

			Seite
Quarz-	*1. Alin-Amba—Let Marefia;	Grattarola	507
Chalcedon- und	Thal des Mofer;	"	513, 515, 518
Achat-Geoden	Sahala Dingai; Hochebene von Mens	"	514, 520
	2. („Achat-Pechstein.“) Thal des Uahet- und Kemir-	"	519
	flusses (Uollo Galla)		
Jaspis	1. Debra Libanos	"	520
	2. (Blättrig.) Monte Bubila und Ada Galla	"	512
	3. Längs des Thales des Mofer	"	515
	4. (Grün und zonal.) Mens, Mofer-Thal, Sahala Dingai	"	518, 519
"	Thal des Uahet-, Cacini- und Kemir-Flusses (Uollo Galla)	"	519
Porzellan-Jaspis	Torrente Kindi Bell, „Bacino di Let Marefia“	"	510
Lydit	Thal und Flussbett des Uahet und Cacini (Uollo Galla)	"	520
Kiesel	(Z. Th. bearbeitet.) Mens, Mofer-Fluss, Sahala Dingai	"	519
Opal	1. (Stalaktitisch.) Torrente Kindi Bell „Bacino di Let	"	510
	Marefia“		
	2. (Halbopal.) Debra Libanos (Ankober W)	"	510
	3. (Halbopal.) Sahala Dingai	"	514
Kalkeonglomerat (mit Lava-			
brocken)	Strasse von Ada Galla auf den Monte Zuquale	"	512
*Quarzsandstein und Rei-			
bungsbreccie	Torrente Dhocatta	Autor	517
Rother Sand mit Türkis . .	Am Contact des Trachyts mit dem krystallinischen	Rochet d'Héricourt	544
	Gebirge Angolsa W		
Kaolin	Fekerie-Ghemb, Askalena, Ankober NNO, Let Mare-	Grattarola	520
	fia—Alin-Amba etc.		
Bol-Erde	Bett des Djalala-Sees (Ada Galla)	"	511
Verkieseltes Holz	*1. Godrio	"	508
	2. Strasse vom Tigramba nach Alin Amba	"	509
	3. Torrente Cadamba und Hochebene von Mens	"	514, 519
Anthracit	Bei Gherba	Ragazzi	347
Kohle	3 Meilen NNO vom Fusse des Ciamo	Nach R. d'Héricourt in Ragazzi	347
"	"	Nach Krupf in Sadebeck	21
Lignit mit Markasit und Melan-			
terit	Beim Bette des Zega Uodeb bei Fische (Ankober W)	Grattarola	516
17. Centrales und nördliches Abessinien.			
*Granit	Zadamba; Gegend von Keren;	Sadebeck	6
	Debra Sina (Adua N)	" (Axum)	351
*Granitite	Ufer des Mareb;	"	7
	Berge Semajata, Gossosso, Subhat	" (Axum)	349
Granit	Adigrat	"	8
Porphy-Granit	Gegend von Keren (Bogos); 40 engl. M. NO bei At	Blanford	165
	Abend und Rairo (Habab)		
*Syenit (Trachyt?)	Adua	Sadebeck	7, 12
*Syenit	Woro-Haimano, S der Hochebene von Talanta	Nach v. Henglin in Sadebeck	8
*Orthoklas-Krystalle	Tschibago	Sadebeck	7
*Quarzführender Porphy-			
(Liparit?)	Gegend von Axum Adua: Amba Bachele, Amba }	"	12, 13
	Hedscha, Amba Gollo	" (Axum)	349
*Felsit	Berg Scholloda	"	13, 350
Felsit	Suru-Defilé zwischen Komayli und Senafeh	Blanford	164
Porphy	Edda Gijorgis	Sadebeck (Axum)	351
*Pechstein	Amba Bersa;	"	13
	Gipfel des Bachit	" (Axum)	350
Thonstein	Material der rothen Plateaux in Abessinien. Von der		
Thonstein-Breccien			
Thonstein-Conglomerate . . .		"	13

			Seite
Melaphyr (Basalt?)	In der Nähe der rothen Plateaux, Habal Zoddo	Sadebeck	13
* " dicht	Zwischen Edda Gijorgis und Abuna Lieanos	" (Axum)	351
" (?)	Debra Sina und Edda Jaesns	"	14, 350
* " -Mandelstein (Trachyt Stendner's)	Zwischengelagert im Antalo-Jurakalkstein	Blanford	182, 184
Mandelsteine	Bachit und Berge von Semen (Somien)	Sadebeck	13, 15
Trachyt mit Sandin	Siehe w. unten		
" -Brecien	} Oberer Trapp-Horizont „Magdala-Group“. Djitta-Fluss, Magdala, Kette bei Adua	Blanford	185 ff.
" dicht, sandsteinähnlich, W vom Lager bei Senafel (Akub Teriki); Guna-Guna bei Fokada		"	187, 188
" in Thonstein und Basalt übergehend	Senafel bis Fokada	"	182
Phonolith	1. Am Guna-Berg (Tsana-See SO)	Sadebeck	17
	2. Am Tekazeh zwischen Tigré und Ambara, Provinz Jessent	"	17
Obsidian	Findlinge aus einer Steinzeit: Bei Zulla, Magdala, Rairo bei Af Abed in Habab	Blanford	198
"	Gerölle im Beschilo und Djitta	Sadebeck	17
" -Lava, blasig	Im Lande Adel zwischen Tedjura und Sehoa	Rochet d'Héricourt	545
Dolerite	„Ashangi-Group“ der Trappe (unt. Horiz.): Mischek-Thal; Atala-Aiba; Ferra-Pass S; Ashangi-See bis zum oberen Tellari-Thal	Blanford	183
" fest	„Magdala-Group“ der Trappe (ob. Horiz.): Djitta-Fluss, Magdala, Kette bei Adua, Gipfel des Guna-Berges	"	185 ff.
* Olivin-Basalt	1. Bei Kefit (süd. Tigré)	Sadebeck	17
* Basalte	2. Auf der Route von Adua nach Gondar. Isaak Debr, Bambulo	"	16, 350
	3. Gorgora; Djitta- und Beschilo-Thal; Magdala bis süd. Antalo	"	16
	4. Gedaref	"	17
	5. Zwischengelagert im Antalo-Jurakalk	Blanford	182, 184
	6. „Ashangi-Group“: Atala-Aiba; Ferra-Pass S; Ashangi-See bis zum oberen Tellari-Thal	"	183
" porphyrisch	Ashangi-Group	"	184
Mandelsteine, z. Th. Basalt, z. Th. älter	1. In der Nähe der rothen Plateaux, Habal Zoddo; zwischen Edda Gijorgis und Abuna Lieanos	Sadebeck	13
	2. Höhe des Eisenplateaus beim Dorfe Gesimbera; Flussbett des Ataba (Nebenfluss des Mareb)	Sadebeck	15
	3. „Ashangi-Group“: Mischek-Thal; Atala-Aiba; Ferra-Pass S; Ashangi-See bis zum oberen Tellari-Thal	Blanford	182, 183
	4. „Magdala-Group“: Djitta-Fluss, Magdala, Kette bei Adua	"	185 ff.
Vulkan. Schlacken, Lava Aschen, Brecien u. s. f.	1. „Ashangi-Group“: Mischek-Thal; Atala-Aiba; Ferra-Pass S; Ashangi-See bis zum oberen Tellari-Thal	"	182, 183
	2. Bei Alexitine, Gagadeh, Nehelleh und Segadarsa (Schlackenhügel)	Sadebeck	18
	3. Bei Duffareh (Lavaströme)	"	18
Trapp	Magdala; See Dembea (Tsana); Hochland von Semen; Lasta	Blanford	181
" geschichtet	Adigrat W	"	182
* Gneiss, Protogin-ähnlich	Bei Tsasega (Keren SO)	Sadebeck	6
* Plagioklas-Gneiss	Zwischen den Bergen Semejata, Gossosso und Subhat	"	7
* Hornblende-Gneiss	Tsasega und Abuna Alif	" (Axum)	349
		"	351

			Seite
Glimmerschiefer	Ain-Thal bis Mohaber	Sadebeck	6
	Zwischen Haussen und Angeba		8
Glimmer- Hornblende- Talk- Grün- Thon- Thonschiefer	Schiefer Zwischen den Bergen Semejata, Gossosso und Subhat	" (Axum)	7, 349
	1. Adua und im Flussbett des Takasch und Ataba (linker Nebenfluss des Mareb)	"	7
	2. Aschangi-See; Senafeh; zw. Haussen und Angeba	"	7, 8
Achat-, Chalcedon- u. Quarz- Geoden	1. Flussbett des Takasch	"	13
	2. Alaji-Pass zw. Mischek und Atala (mit Grünsteine)	Blanford	186
Porzellan-Jaspis	Bei den Basalten von Tanta und Gorgora	Sadebeck	21
Holzopal	Aus dem Basalt am Bambulo bei Gondar	"	15
Chabasit	Trappe der „Ashangi-Group“. Mischek-Thal	Blanford	182, 183
Zeolithe	Roths Plateau an der Quelle des Mareb	Sadebeck	7
Rother Thoneisenstein . . .	W von Guha in der Nähe des Dorfes Danna (diluviell)	"	21
Rasen-Eisenerz	1. Liegendes in Mischek-Thale	Nach Blanford in Sadebeck	15
Conglomerate u. Sandsteine	2. Z. Th. Material der rothen Plateaux in Abessinien; von der Wasserscheide des Ansch und Mareb nach S	Sadebeck	13
	3. (Adigrat-Sandstone.) Über den krystall. Schieferu an der Route Halai—Senafeh bis Adigrat	Sadebeck, Blanford	19, 170
	4. Am Aschangi-See	Sadebeck	19
	5. Bei Haussen	"	19
Jurakalk	(Antalo-Kalkstein.) Mai Dongalo bis 20 engl. M. S von Antalo	Blanford	176
Braunkohle	Beim Dorle Guang in der Nähe des Tsana-Sees. (Bett des Sar Wuhu)	Sadebeck	20
18. Somali-Land.			
Granite	In der Nähe von Harar und gegen den Haramaja-See	Paulitschke	216, 217
Granit, grobkörnig	(„Laga dhuu.“) S der Wasserscheide von Ego	"	216
" "	Strasse von Dschaldessa nach Harar	Grattarola	519
Quarz-Porphyr, rother . . .	In der Nähe von Harar und gegen den Haramaja-See	Paulitschke	216, 217
Porphyr	Berge von Belaua und Ego bis Harar	"	216
Melaphyr	"	"	216
Trachyt u. Basalt, sowie deren Tuffe, Laven u. Bomben in zwei übereinanderliegenden Schichten	Von den Bergen von Mandoa und Dadab gegen W bis Dschaldessa; Aufschlüsse im Hensa-Thale	Paulitschke	215
	Lasmaan Süd	"	215
Basalt, säulenförmig abgesondert *Vitrophyrische Olivin-Ba- salt-Lava (Quarz-Basalt Dil- ler)	Bei Addele (Hadele) Gubo	Autor	508
Pechstein	Strasse von Dschaldessa nach Harar	Grattarola	519
Lapilli, Schlacken und recente vulkan. Bildungen	Bei Artu und Garasslej (Dschaldessa NO)	Paulitschke	215
Gneiss	Berge von Belaua und Ego bis Harar	"	216
Glimmerschiefer	S vom Schech Serbej bei Harar	"	216
Krystallinische Schiefer . .	Zwischen Harar und Bia Woraba	"	217
Quarzit	Strasse von Dschaldessa nach Harar	Grattarola	519
Quarz	Berge von Belaua und Ego bis Harar	Paulitschke	216
Feldspath	"	"	216
Kalk, dicht u. krystallinisch .	Strasse von Dschaldessa nach Harar	Grattarola	519
" „mit Kiesel oder Diorit“ .	Hensa Ellan und Bia Kaboba	Paulitschke	216
"	Absturz der Bergwände von Belaua und Schech Serbej	"	216

			Seite
Tuffe	Absturz der Bergwände von Belana und Schech Serbej	Paulitschke	216
Travertin	Strasse von Dschaldessa nach Harar	Grattarola	519
Quarz-Geoden	"	"	519
" Conglomerate	Koh NO von Dschaldessa	Paulitschke	216
" Sandstein mit kalkigem Bindemittel	Rücken des Haqim	"	217
Quarzsandstein	Absturz der Bergwände von Belana und Schech Serbej	"	216
Thon	Strasse von Dschaldessa nach Harar	Grattarola	519
Kalk, fossilienführend (Jurakalk)	Flussthäger bei Harar (Erer u. s. w.); Berg Haqim, Konkuda, Gara Mulata etc., östl. von Bubassa im Erer-Thale	Paulitschke	216, 217

Die von Paulitschke gesammelten Gesteine sind nach makroskopischer Untersuchung Dr. M. Schuster's (Paulitschke, S. 218):

Granite, Syenit, Quarz-Feldspath + Granat, Diabas, Quarz-Diorit, Uralit-Porphyr mit Epidot, Felsit-Porphyr, Porphyrite und deren Tuffe, Rhyolith-Tuff, Augit-Andesit, Melaphyr, z. Th. Mandelsteine, dichte, sowie durch Augit porphyrische Basalte, Schlacken, blasige Lava, thonige Tuffe, Achat- und Chalcedonmandeln mit Delessit und Kieselkupfer, Wachs- und Halbopal, Jaspopal, Hornstein und Thoneisenstein, Amphibolite (Diorit-Schiefer), zersetzte Biotit-Glimmerschiefer, blaue Kalke, Mergelkalke und Quarzsandsteine.

19. Sokotra.

*Gneiss-Granite („Granitoidite“).	Sokotra, nach Bailey, Balfour's Aufsammlungen	Bonney	273—294
*Diorite u. and. Hornblendegesteine.			
*Felsite u. Rhyolithe			
*Dolerite, Basalte u. s. f.			
*Glimmertrapp, Tuffe			
*Glimmer-Gneiss			
*Thonschiefer			
*Quarzit			
*Kalke u. Dolomite			
*Kalkstein (organogen)			
*Mikroklin-Hornblende-Granit	Sokotra, nach Col. Gosset's Aufsammlungen	Miss Raisin	504—507
*Diorit			
*Quarz-Felsit			
*Orthoklas-Felsit			
*Andesit			
*Basalt			
*Thonschiefer			
*Sandstein (Grit)			

20. Nördliche Küstenregion.

Granit	Küstengebirge bei Massana	Sadebeck	6
*Mikroklin-Granit	Thäler der krystall. Gebiete des Gadabursi-Landes (?)	Raisin	415
Diorit	An Fusse der Hügel S von Zejla	Paulitschke	214
Feldspath	"	"	214
Hornblende	"	"	214
*Hornblende-Diabas	Nahe dem Fusse der Hügel im Gadabursi-Land; Eilo-Berge	Miss Raisin	415
*Porphyrit	"	"	415
Rhyolith	Vor Tedjura	Aubry	204
*Trachyt-Obsidian, rhyolithisch	Gegend von Mangaillé, 20 km von Obock	"	204
Obsidian, sphärolithisch	Beim Hafen Ibrahim gegenüber der Insel Perim; westl. Ufer der Meerenge	Rochet d'Ilécourt	545

			Seite
Trachyt	Umgebungen von Tedjura	Rochet d'Héricourt	543
Basalt	"	"	543
"	Mai-Ualid zwischen Massana und Keren	Sadebeck	16
*Olivin-Basalt	Gegend von Mangailé, 20 km von Obock	Anbry	204
Basalt	"Aden Series": Halbinsel Buri; Annesley-Bai W n. S; bei Zulla n. Arafilé; Massana W n. NW	Blanford	190
*Feldspath-Basalt(-Lava)[La- bradorite]	Von der Küste nach SO (gegen Ankoer)	Anbry	204
*Schlackige Basalt-Lava (Feldspath-Basalt)	Monte Sella bei Assab	Antor	510
Basaltische Lava	Spitze des Monte Sella bei Assab	Pantanelli	29
" Fladenschlacke (Scorie)	Umgegend von Assab und Monte Ganga	" (Note geologique)	170
*Labradorit-Lava	Assal-See	Pantanelli	29 ff.
*Fladenschlacken (Scories) mit Anorthitkrystallen	"	Anbry	207
Fladenschlacken mit vulkan. Asche	"Aden Series": Halbinsel Buri; Annesley-Bai, W n. S; Massana	"	207
Lava, eischenschüssige	Grosser Sian; Eingang der Moereng; westl. Ufer	Blanford	190
" porphyrische	Bei Biracmet	Rochet d'Héricourt	545
" "emphygénique"	Bei Dafaré in der Nachbarschaft des Salzsees (Adali- Land) und beim Hafen von Biracmet (Golf von Aden)	"	545
Lavamasson	Gegenüber Commi in der Wüste; Dabita b. Hawasch (Gebiet des Assal-Sees)	"	543
Lapilli	Vom Vulkan bei Edd an der Danal-Küste (13°55' n.B.)	Sadebeck	17
Vulkan. Tuffe mit Süsswasser- conchylien	Assal-See	Anbry	208
*Glimmer-Gneiss, weiss	Krystallinisches Gebiet des Gadabursi-Landes	Miss Raisin	416
*Hornblende-Gneiss, gebän- dert	"	"	416
Gneiss in Fragmenten (Glimmer und Quarz)	In den Thälern S von Zejla	Paulitschke	214
*Talkschiefer (Topfstein)	Krystallinisches Gebiet des Gadabursi-Landes	Miss Raisin	416
*Epidotschiefer	Nah dem Fusse der Hügel	"	416
Krystallinische Schiefer	Küstengebirge bei Massana	Sadebeck	6
" "	Küstengebiet von Tedjura	"	8
Steinsalz (tertiär?)	Im Lande Adel (Adali)	"	21
"Kalkhaltiger Feldspath"	Eilo-Berge, Zejla S	Paulitschke	214
*Quarzite	Eilo-Berge	Miss Raisin	417
*Conglomerate u. Sandsteine	"	"	417
" " "	Zwischen dem Eruptivmaterial der "Aden Series": Halbinsel Buri etc.	Blanford	190
Sandstein, rothgelb	Rand und Bett der Rinnsale SO von Zejla	Paulitschke	214
" (tertiär)	Bei Tedjura	Nach Rochet d'Héricourt in Sadebeck	19
Thon, seifig (aus zersetztem Eruptivgestein)	Zejla—Tadschura (Tedjura)	Paulitschke	214
*Kalkstein (lithograph. Stein), (Kreide, tertiär?)	Eingang der Eilo-Höhle, 14 Meilen südl. von Bulhar	Miss Raisin	418
Lithographischer Stein	Rand und Bett der Rinnsale SO von Zejla	Paulitschke	214
Korallenkalk	Baustein von Zejla	"	213
Tuffe mit Diatomeen	Assal-See	Anbry	208

ERKLÄRUNG DER TAFELN.

TAFEL I.

- Fig. 1. Vertheilung und Charakteristik der Bestandtheile im Amphibol-Hypersthen-Granulit Var. B. von Lewna—Kwa Fungo. Unterlauf des Pangani. Vergr. 26.
am Hornblende; *au* Augit; *f* Plagioklas; *h* Hypersthen mit nahe $\perp$ Spaltungsrichtungen; *q* Quarz; *m* Magnetit 27 [471]
- " 2. Einschlüsse secundärer Natur in durch mehrere Bestandtheile durchgreifenden Zügen. Anomit-Hypersthen-Plagioklas-Gneiss aus dem Flussbette des Pangani zwischen Korogwe und Maulni. Vergr. 24.
h Hypersthen; *g* Granat; *p* Plagioklas; *E* die Einschlüsse: zum Theil dunkelbrauner Limonit, zum Theil doppeltbrechende dichte Substanzen; in denselben Zügen liegen auch primäre Flüssigkeits- und Gas-einschlüsse 29 [473]
- " 3. Massenhaftes Vorkommen von Apatit als Einschluss in den Bestandtheilen des Biotit-Oligoklas-Gneiss (Apatit-Gneiss) vom Guasso Nyiro-Fluss (Kenia N). Vergr. 84.
b Biotit; *m* Magnetit; *q* Quarz, zumeist darin die vielen Apatite (*a*) 35 [479]
- " 4. Skapolith. Schnitt senkrecht zur Hauptaxe, die charakteristische Spaltung zeigend. Amphibol-Epidot-Schiefer vom Nyiro-Berg. Vergr. 45.
sk Skapolith; *e* Epidot; *am* Hornblende 38 [482]
- " 5. Skapolith im Schnitte parallel zur Hauptaxe. Aus demselben Gesteine. Schiefe Beleuchtung. Vergr. 27.
sk Skapolith; *e* Epidot in überaus plastischen Reliefformen; *am* Hornblende 38 [482]
- " 6. Einschlüsse von zahlreichen Hornblende-Nadeln im Anorthit des Anorthit-Diorit-Schiefers vom Doenje Erok in Turkana. Schiefe Beleuchtung. Vergr. 28.
f Anorthit; *am* Hornblende als Gemengtheil und Einschluss 39 [483]

TAFEL II.

- Fig. 1. Helminth als Zersetzungsproduct des Augits im Nephelinbasanit vom Weru-Weru—Kiserema. Vergr. 95.
au Augit; *ap* Apatit; *b* Biotit; *h* Helminth; *m* Magnetit 41 [485]
- " 2. Lamellenzüge und Gitterstruktur des Anorthoklases aus dem Anorthoklas-Phonolith Var. A vom Kenia (Ndoro-Lager). Schliff zu beiden Spaltungsrichtungen. Vergr. 55.
 1. Richtung der Längsspaltung (010), 2. Richtung der Basisspaltung (001), *aa* Querstreifung nach dem Gesetz: Zwillingssaxe die Senkrechte auf *y* (201) 49 [493]
- " 3. Umwandlung des Olivins in Eisenoxyd. Limburgit vom Kilimandscharo (von 9000' aufwärts). Vergr. 23.
 Feine haarförmige Züge (*z*) bedingen eine rothe Umfärbung und Pleochroismus. Auf den Spalten *s* und am Rande intensive Fe_2O_3 -Ausscheidung 42 [486]
- " 4. In Umwandlung (Rothfärbung und Fe_2O_3 -Abscheidung) begriffener Olivinkrystall im Basalt Var. B aus den Settima-Bergen: Ndoro—Nairotia. Vergr. 70.
o unveränderte Olivinsubstanz; *f* fasriges, rothbraunes Umwandlungsproduct; *g* Grundmasse, buchtenartig ins Innere des Krystalls ragend: Wachstumsform 56 [500]
- " 5. Trachytoider Hornblende-Phonolith von der Waud des Magsuru-Flusses am Meru-Berge. Grundmassenbild senkrecht zur Absonderungsrichtung. Vergr. 28.
am Hornblende-Einsprenglinge; *s* die stromförmig in echter Trachytstruktur gelagerten Sanidiuleisten; *l*, *l* Lufthohlräume (Poren) 44 [488]
- " 6. Nephelinit. Gerölle aus dem Magsuru-Flusse am Meru-Berg. Grundmassenbild. Vergr. 51.
au Augit; *m* Magnetit; *n* Nephelin, die Hauptmasse bildend, Quer- und Längsschnitte; *t* Tita mit Augit und Akmit in Mikrolithenform 46 [490]

TAFEL III.

- Fig. 1. Trachytoide Grundmasse des Phonoliths vom Kenia (Spitze). Vergr. 68.
Die Sanidinleisten *s* in deutlich fluidaler Anordnung, von zwischengelagertem Nephelin, Aegirin (*ae*) und Akmit umgeben 54 [498]
- " 2. Grundmasse des Anorthoklas-Phonoliths Var. A. vom Ndoro-Lager, Kenia 6000'. Vergr. 82.
Die Nepheline *n* mit weniger Sanidin *s* ohne fluidalstruktur. Als Begleitminerale Akmit und Aegirin *ak*.
- " 3. Grundmasse des Basaltes Var. A vom Leikipia-Abfall, Lare nach Njemss. Vergr. 65.
au Augit-Mikrolithe der Grundmasse; *f* die gegen den Augit allotrimorphen Plagioklase; *o* umgewandelter Olivin; *m* Magnetit in Körnern und federförmigen Krystallskeletten 59 [503]
- " 4. Hyalopilitische Grundmasse der vitrophyrischen Basalt-Lava vom Telski-Vulkan am Südeinde des Rudolf-Sees. Vergr. 60.
o Olivin mit Glasciern und Wachstumsform; *p* Plagioklas-Tafeln und Leisten; *au* Augit-Mikrolithe. Alles in satt gelbbranner Glasbasis; dunkle, globulitische Entglasungsproducte hüllen die Plagioklase zum Theil ein 65 [509]
- " 5. Mikrofelsit-Schlieren und Einschluss eines Nevadit-Grundmassesplitters im Quarz-Trachyt (Falso-Liparit) vom Torrente Dhocattu. Vergr. 23.
g Grundmasse mit *s* Mikrofelsit-Schlieren; *n* Nevadit-Splitter als Anlass fluidaler Erscheinungen im Gesteine (Kante *K*); *f* Sanidin-Einsprenglinge 73 [517]
- " 6. Mikrofelsit-Schlieren und Einschlüsse älterer Grundmassen körnigen Mikrofelsits im Quarz-Trachyt (Falso-Liparit) zwischen Rudolf- und Stefanie-See. Vergr. 27.
f Sanidin-Einsprenglinge; *s* Schlieren fasrigen Mikrofelsits; 1. Grundmasse des Falso-Liparits; darin als Einschluss: 2. Splitter einer älteren Grundmasse von feinkörnigem Mikrofelsit; darin: 3. Nevadit-Grundmassen als älteste Einschlüsse 66 [510]

TAFEL IV.

- Fig. 1 u. 2. In Resorption befindliche Quarze aus der vitrophyrischen Olivin-Basalt-Lava (Quarz-Basalt Diller) von Addele Gubo. Vergr. 86 (Fig. 1) und 42 (Fig. 2).
*b*₁ äussere glasige Gesteinsbasis; *b*₂ die Resorptionsbasis mit zahlreich darin ausgeschiedenen Augitsäulehen (*a*); *q* der corrodirte Quarz; durch den Canal *c* erfolgt der Angriff auch von innen; *p* die Plagioklaskrystalle des Gesteins; *r* der durch Globulite dunkel gefärbte Rand um das ehemalige Quarzkorn und um die Einsprenglinge 85 [529]
- " 3. Lapilli des Hyalobasalt-Tuffes (Pälagonit) von Let Marefia. Vergr. 30.
l, l die Lapilli mit den zahlreichen sphärolithischen Blasenausfüllungen (*s*); *z* Zeolithe als Zwischenminerale 77 [521]
- " 4. Desgleichen. Die drei Zonen in den Lapilli. Vergr. 52.
1 Goldgelbe, fasrige Substanz (älteste Formation der Secundärproducte). 2. Reine glasige Basis. 3. Entglasungsproducte in der Basis der Zone 2. *p* Plagioklaskryställchen; *ch* Chlorophäit; *z* Zeolithe 77 [521]
- " 5. Grundmasse des Hypersthen-Basaltes von Let Marefia. Vergr. 196.
a Augit; *h* Hypersthen; *p* Plagioklas; *m* Magnetit. Biotit ist nicht im Gesichtsfelde; der gelbbraunen Farbe wegen sind die Hypersthen im Bilde fast ebenso dunkel wie der opake Magnetit. 76 [520]
- " 6. Grundmasse des Augit-Andesits (Chlorophäit-Mandelstein) von Entro il Giacca. Vergr. 116.
a Augit; *p* Plagioklas; *m* Krystallskelette von Magnetit 82 [526]

Fig. 1.

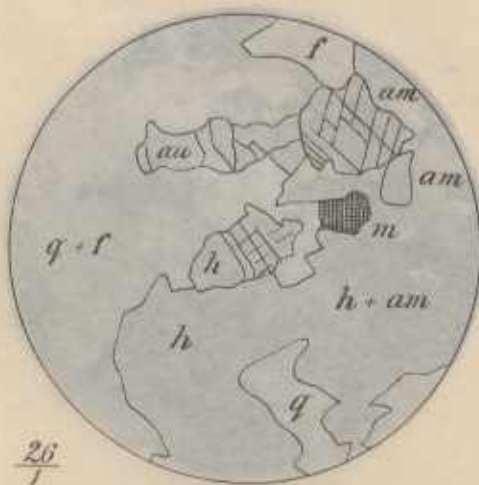


Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 5.



Fig. 6.

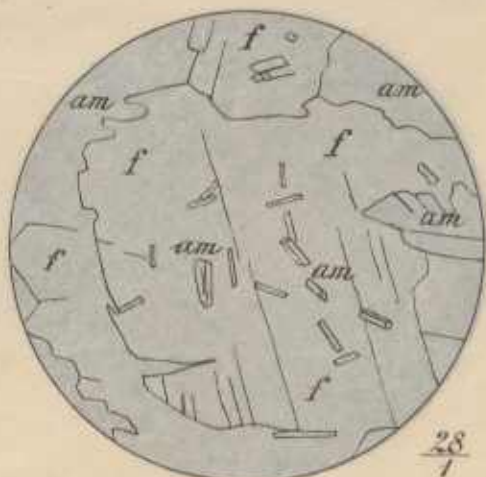


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 5.



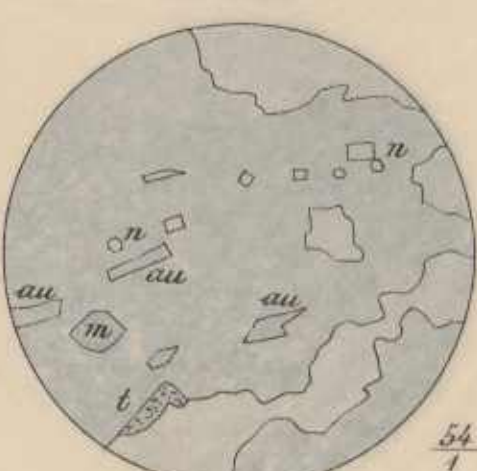
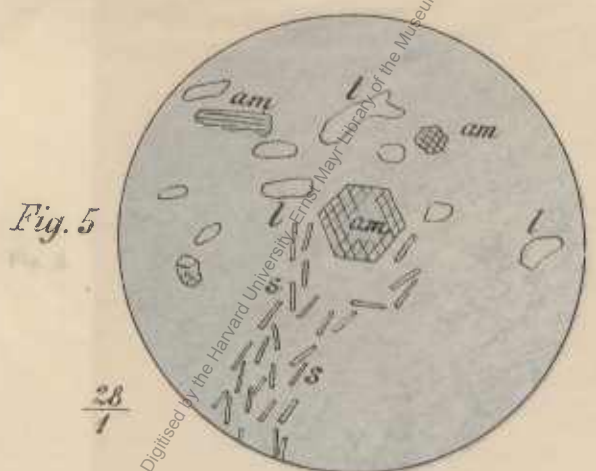
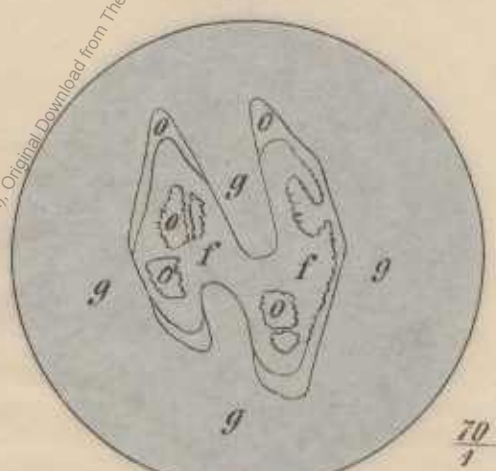
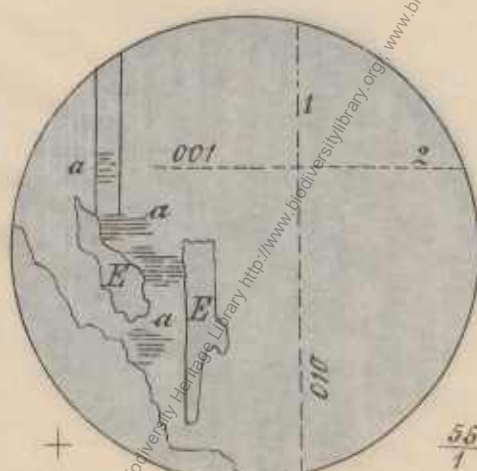
Fig. 6.

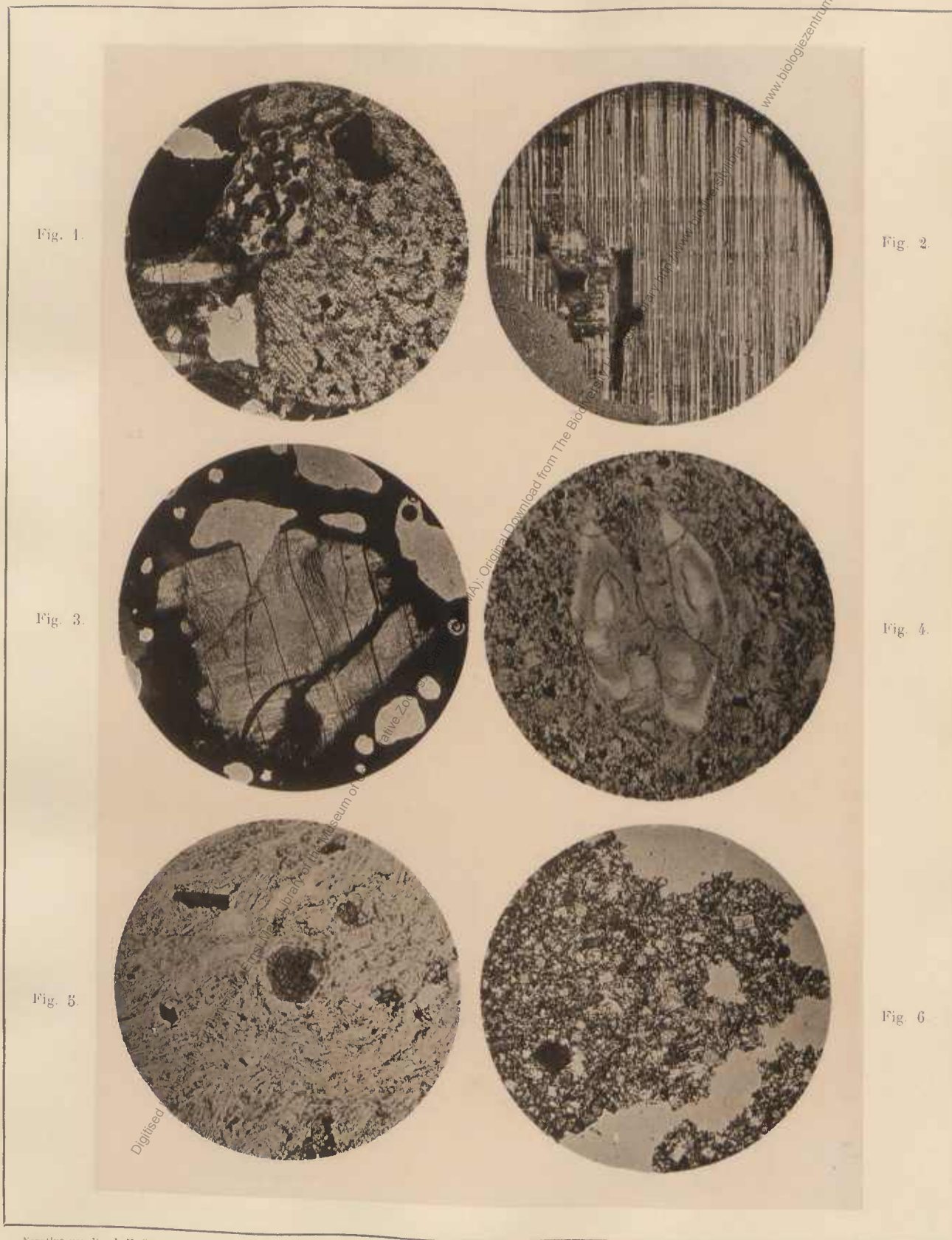


Negative von Dr. J. M. Eder, Fig. 4 von F. Hartwich.

Lichtdruck von M. Jaffé, Wien.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library <http://www.biodiversitylibrary.org>; www.biologiezentrum.at





Negative von Dr. J. M. Eder.

Lichtdruck von M. Jaffé, Wien

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library <http://www.biodiversitylibrary.org/>; www.biologiezentrum.at

Fig. 1.

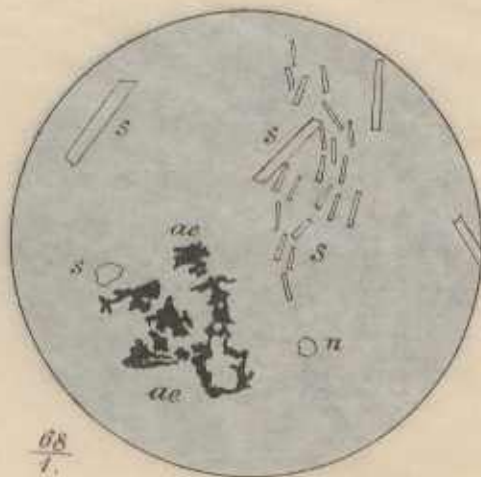


Fig. 2.

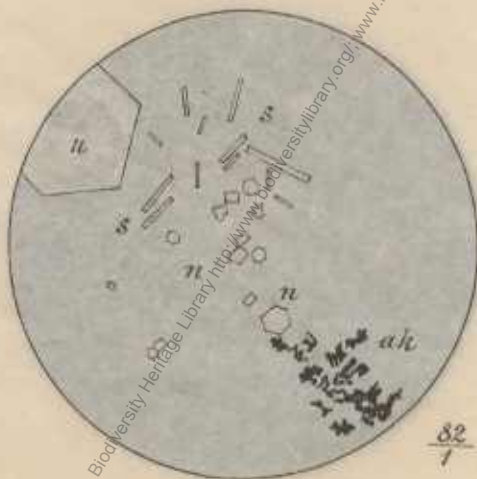


Fig. 3.



Fig. 4.

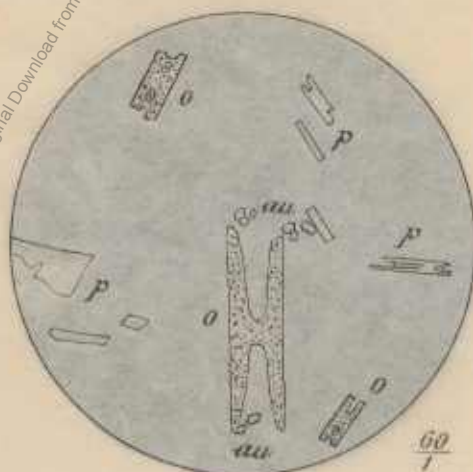


Fig. 5.



Fig. 6.

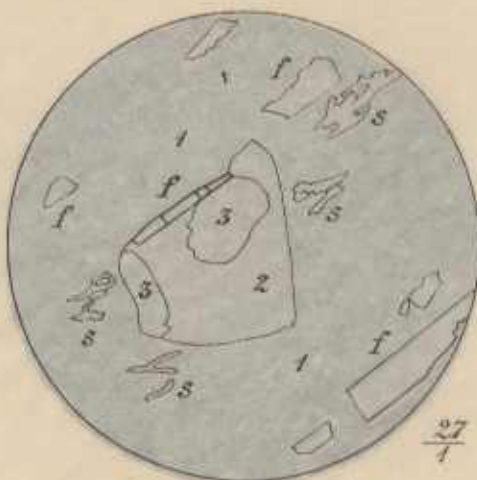


Fig. 1.



Fig. 2.

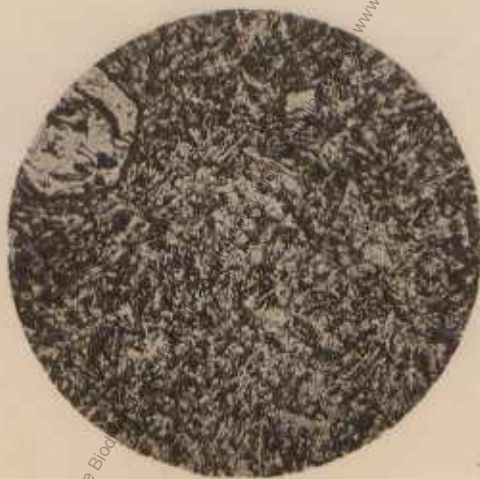


Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 5.

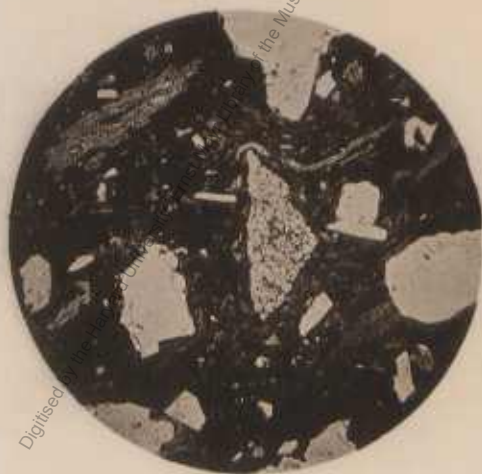


Fig. 6.



Negative von Dr. J. M. Eder.

Lichtdruck von M. Jaffé, Wien.

Digitised by the Harvard University Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library <http://www.biodiversitylibrary.org/>; www.biologiezentrum.at

Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

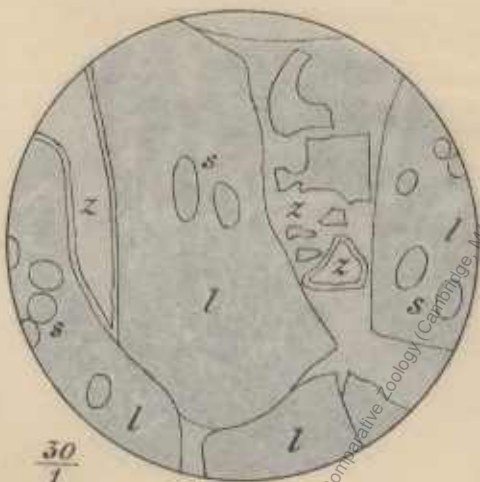


Fig. 4.

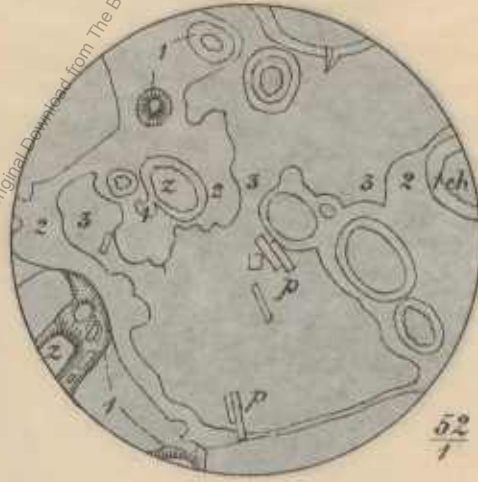


Fig. 5.

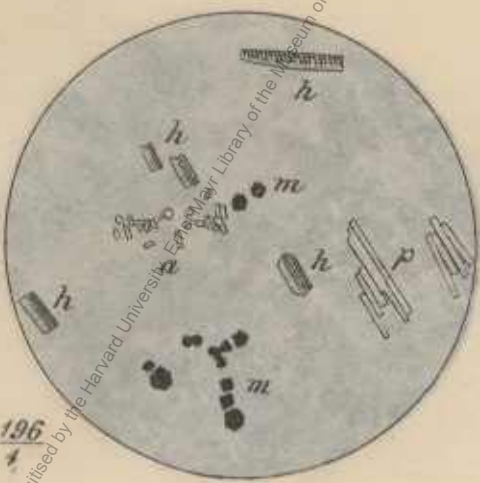


Fig. 6.

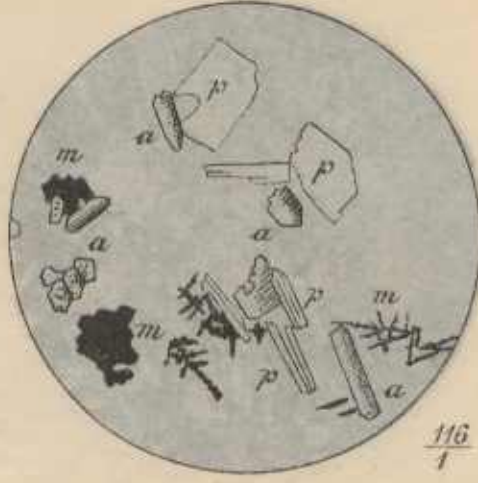


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.

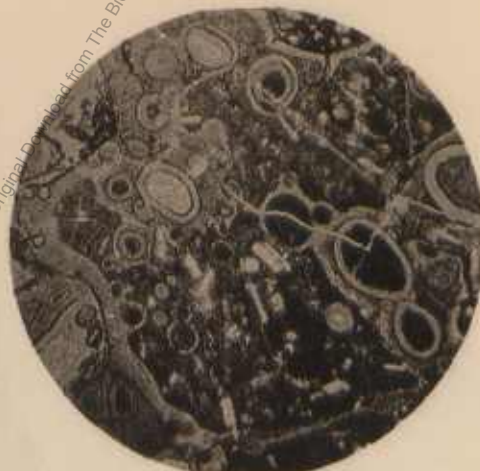


Fig. 5.

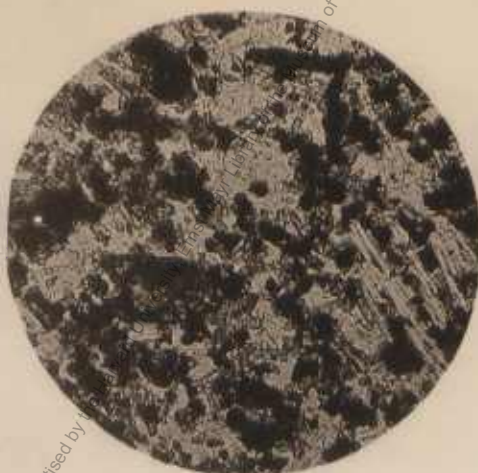


Fig. 6.



Negative von Dr. J. M. Eder.

Lichtdruck von M. Jaffé, Wien.

Digitised by the Harvard University, Ernst Mayr Library of the Museum of Comparative Zoology (Cambridge, MA); Original Download from The Biodiversity Heritage Library <http://www.biodiversitylibrary.org/>; www.biologiezentrum.at

III. Theil.

Geologische Übersichtskarte der Gebiete zwischen Usambara und dem Rudolf-See, und
Begleitworte zu derselben

von Franz Toula,

Professor der Mineralogie und Geologie an der k. k. technischen Hochschule in Wien.

(Mit 1 Karte.)

Als mir Herr Linienschiffs-Lieutenant L. v. Höhnel, nach der Rückkehr von seiner denkwürdigen Reise, die während derselben hie und da gesammelten Gesteinsstücke zur Untersuchung und Bestimmung übergab, hätte ich nicht gedacht, dass es möglich werden könnte, auf dieses immerhin dürftige Material hin eine geologische Übersichtskarte des weiten Reisegebietes zu entwerfen. In der That ist auch die nun vorliegende Skizze nur ein sehr gewagter Versuch, eine Vorstellung von der beiläufigen Vertheilung der beiden Hauptgesteinskategorien zu geben, auf Grund der von dem Reisenden gemachten Wahrnehmungen. Fast alle angegebenen Grenzen sind nur ganz beiläufige und dürften wohl in späterer Zeit mannigfachen Veränderungen im Grossen, sowie in den Einzelheiten unterworfen werden, und ich wünsche nur, es möchte dies recht bald möglich werden, denn darüber, dass wir uns hier in einem der geologisch interessantesten Gebiete Afrika's befinden, kann wohl kaum ein Zweifel ankommen. Es wird dies aus den Ausführungen des IV. Theiles klar genug hervorgehen.

Aber auch die eingehenden petrographischen Untersuchungen der gesammelten Gesteinsproben, welche im II. Theile vorliegen, und mit grosser Sorgfalt und Hingabe von meinem Assistenten Herrn Aug. Rosiwal durchgeführt worden sind, ergaben eine grosse Menge interessanter Details. Schon nach der ersten Durchbestimmung ging ich an die Herstellung der Karte, und zwar in der Weise, dass vorerst alle Fundstellen der Probestücke — es sind zum grössten Theile „Findlinge“ — in der von Herrn v. Höhnel zu diesem Zwecke hergestellten Kartengrundlage eingetragen wurden. Nach den mündlichen Anseinandersetzungen v. Höhnel's wurde es dann versucht, die Verbreitung anzudeuten.

Als die wichtigste Erkenntniss ergab sich bald die Thatsache, dass man es in dem Reisegebiete mit einem alten Grundgebirge krystallinisch schieferiger Natur zu thun habe, welches von einem weiten Riss, der fast meridional verläuft, durchsetzt wird, einer Störungszone, auf welcher die vulkanischen Ausbrüche erfolgten, so dass die gewaltigen Vulkanriesen auf dem Grundgebirge förmlich aufgesetzt erscheinen. Ob man es dabei mit seitlichen Durchbrüchen am Rande der Störungszone zu thun habe, oder ob nicht eine Anzahl von kürzeren transversalen Querrissen, Torsionssprüngen vergleichbar, anzunehmen seien, muss einstweilen dahingestellt bleiben, auf jeden Fall scheint es, dass der Riss nicht schnurgerade verläuft, sondern mehrfach seine Richtung ändert. Auf einen Querriss könnte z. B. die Lage des Meru-Berges, des Kilimandscharo und der zwischen Thenka-Berg und der Fortsetzung der Ulu-Kette gelegenen zahlreichen, vielleicht zu den jüngsten gehörenden Ausbruchstellen am Südende der Djulu-Kette zurückgeführt werden, die v. Höhnel im I. Theile so ansprechend geschildert hat, und wobei bemerkt werden muss, dass es immerhin möglich wäre, dass der nördliche Theil der Djulu-Kette dem Grundgebirge angehört.

Am weitesten in die Störungszone hineingeschoben erscheint die Scholle des D. Erok Matumbato und seiner östlichen Nachbarn gegen die Ulu-Kette hin. Hier dürfte die Störungszone und die Senke oder der Graben (wie v. Höhnel sagt) eine seiner engsten Stellen haben, wobei noch in Frage kommt, ob nicht der Ostrand

der Man-Kette, westlich vom Natron-See, auch noch dem krystallinischen Schiefergrundgebirge angehört. Die Kegelberge D. Ngai, der als thätiger Vulkan bezeichnet wird, und der Kawinjiro stünden dann unmittelbar am Bruchrande.

Auf einen zweiten Querriss könnten Kenia-Settima und der Nachbarkegel Bonogot und Sussua hindeuten. Auffallend ist weiters die seitliche Stellung des Kulall-Kegels im Norden des krystallinischen Nyiro und Loldibó, während die Verbindungslinie zwischen der Reihe von Miniaturvulkanen, der bis nun unbekannten Insel im südlichen Theile des Rudolf-Sees, für welche ich, im Einklange mit meinem verehrten Arbeitsgenossen Prof. Suess, den Namen Höhnel-Insel in Vorschlag bringe, und dem merkwürdigen thätigen Teleki-Vulkan auf einer Parallelen mit dem Abrisse an der Westseite des Kulall stehen. Es ist vielleicht auch kein Zufall, dass die drei Punkte interessanter neuester Thätigkeit: der thätige Vulkan Doenje Ngai, die warmen, Travertin absondernden Quellen südlich vom Baringo-See und der Teleki-Vulkan nahezu auf einer geraden Linie stehen.

Im Nachfolgenden seien zunächst in der Aufeinanderfolge von Süd nach Nord die Erklärungen der auf der Karte eingezeichneten Fundstücke v. Höhnel's gegeben, und zwar zunächst

A. Die Gesteine des Grundgebirges.

1. Granulit; quarzreich mit braunem Granat und Plagioklas (der Andesin-Reihe).
2. Amphibol-Granulit mit Granat, Labradorit, Magnetit. In einer zweiten Varietät vom selben Fundorte findet sich auch Hypersthen.
3. Gneiss-Granulit, gleichfalls Andesin und Hypersthen führend.
4. Amphibol-Gneiss.
5. Hypersthen-Anomit-Plagioklas-Gneiss.
6. Amphibol-Granulit mit viel Hypersthen; von massigem Aussehen. (1.—6. am Unterlauf des Pangani-Flusses.)
7. Hypersthen-Augit-Amphibolit (südlich vom Djipe-See).
8. Granat-Amphibolit (Diorit-Amphibolit) mit Diopsid ähnlichem Augit und Plagioklas.
9. Oligoklas-Granulit. (8. und 9. vom Nordrande der Sogonoj-Berge.)
10. Zweiglimmergneiss mit Mikroklin; zwischen Ulu und Ukambani.
11. Mikroklin-Granit. (Hier wurde auch ein Mikroperthit gesammelt.)
12. Biotitführender Granit-Gneiss.
13. Oligoklas-Mikroklin-Gneiss (Granit-Gneiss).
14. Amphibol-Biotit-Oligoklas-Gneiss.
15. Biotit-Oligoklas-Gneiss (Apatit-Gneiss). (11.—15. am Guasso Njiro.)
16. Biotit-Oligoklas-Gneiss. (Am Nordfusse der Loroghi-Kette.)
17. Amphibolit in zwei Varietäten (zwischen Loroghi-Kette und dem Nyiro-Berg).
18. Amphibol-Epidot-Schiefer (am Nyiro-Berge). Skapolithhaltig.
19. Anorthit-Dioritschiefer am Doenje Erok (W. von der Höhnel-Insel).

B. Die jüngeren Eruptivgesteine.

- I. Nephelin-Basanit am Südabhange des Kilimandscharo, in grossen abgerundeten Blöcken in einem Bachbette.
- II. Basanit-Conglomerat zwischen Klein-Aruseha und Kahe in der Flussebene des Pangani, südlich von I.
- III. Limburgit am Kilimandscharo von ca. 3000 m aufwärts als loses Geröll häufig; ein Hauptgestein.
- IV. Hornblende-Phonolith. Am Südfusse der Meru-Berges-Wand in einem Flussbette mit fast schieferiger Absonderung.
- V. Nephelinit. Südfuss des Meru-Berges, östlich von IV. Ein Hauptgestein, das sich in Blockform in allen Meru-Bächen findet. Porphyrisch ausgebildet.

- VI. Trachyt (Quarztrachyt) mit Sanidineinsprenglingen, stark zersetzt.
- VII. Basalt, reich an Zeolithen. Hauptgestein.
(VI. und VII. im Kikujn-Lande am Wege zum Kenia.)
- VIII. Anorthoklas-Phonolith. Plateau am Westfusse des Kenia (Ndorolager) in mehreren Varietäten.
- IX. Augit-Andesit. Westhang des Kenia. Mehrere Varietäten. Am Kenia wurde auch das Vorkommen von Hyaloandesit (Andesitpochstein) nachgewiesen.
- X. Phonolith von der Kenia-Spitze.
- XI. Basalt in mehreren Varietäten am NO-Fusse der Settima-Berge, und zwar: Feldspathbasalt, Olivinbasalt, schlackiger Basalt.
- XII. Phonolith sowohl am O-Fusse der Settima-Berge (Ost, nahe an XI), als auch weiter ab davon im Leikipia-Plateau; auch an diesem Punkte wurde Basalt gefunden, und an beiden Stellen liegt daneben
- XIII. ein mürber, licht gelblicher Tuff (Trachyttuff?).
- XIV. Phonolith am Oberlaufe des Guasso narok.
- XV. Basalte: Leikipia, NW bei Lare gegen Njemss.
- XVI. Augit-Andesit: Baringo-See, Ost.
- XVII. Andesittuff: NO von Punkt XVI.
- XVIII. Phonolith: Am NW-Fusse der Loroghi-Kette.
- XIX. Andesit (?), vollkommen zersetztes Gestein von Kiwass am O-Fusse der Suk-Kette.
- XX. Östlich davon, nahe dem Kerio-Flusse: Sanidin-Trachyt.
- XXI. Phonolith am S-Fusse des Suk-Berges.
- XXII. Zwischen dem Nyiro-Berg und dem Rudolf-See S-Ende: Andesitischer Trachyt.
- XXIII. Vom Teleki-Vulkan am Südende des Rudolf-Sees: Vitrophyrische Basaltlava.
- XXIV. Zwischen Ngare dabasch (Kulall-Berg) und Rudolf-See: Trachyttuff.
- XXV. Am Wege vom Rudolf- zum Stephanie-See: Quarztrachyt (Felsoliparit).

Ausser den zwei Hauptgesteinskategorien liegen noch folgende Probestücke vor, die mit den aufeinander folgenden Buchstaben des Alphabets bezeichnet sind:

C. Klastische Gesteine; chemische Sedimente und phytogene Bildungen.

- Vorerst wäre das schon bei den Eruptivgesteinen unter II. bezeichnete Basanit-Conglomerat anzuführen.
- a) Quarzsandsteine am O-Ufer des Rudolf-Sees, aus Bruchstücken von offenbar nahe bei anstehenden krystallinischen Gesteinen bestehend.
 - b) Die rothe Erde von Ukambani besteht aus Quarzkörnern, die dem Grundgebirge entstammen.
 - c) Chalcedon. Am mittleren O-Ufer des Rudolf-Sees (am Strande).
 - d) Brauneisenstein. Desgleichen: Longendoti N.
 - e) Calcit. Am N-Abfall der Sogonoi-Kette (nach v. Höhnelt im krystallinischen Schiefer häufig). Offenbar Gangcalcit.
 - f) Kalk mit Mangan-Concretionen, offenbar ganz junge Bildung.
 - g) Diatomeen-Schiefer, in einer mürben erdigen und einer dichten, festen und harten Ausbildungsform, liegt von einer Localität zwischen dem Kulall-Berg und dem Rudolf-See vor.

Anserdem liegen als Ergebnisse der Graf Teleki-v. Höhnelt'schen Expedition vor:

- h) Eine Sinterbildung am NW-Fusse des Kulall-Berges und
- i) ein Kalktuff, der die Schalenstücke von *Etheria Caillaudi* überzieht und vom Südende des Stefanie-Sees stammt.

Die Ergebnisse der eingehenden chemischen Untersuchung, die im Laboratorium der chemischen Technologie anorganischer Stoffe (Prof. Dr. Oser) vom Assistenten Spüller ausgeführt wurde, finden sich in der Arbeit des Herrn A. Rosiwal. —

Im südlichen, nahe an das Meer hinanreichenden Theile der Karte wurde es auf Grund der Angaben in der über dieses Gebiet vorliegenden Literatur nöthig, noch einige weitere Ausscheidungen vorzunehmen. Ein ausführliches Verzeichniss der Literatur findet sich in Rosiwal's Arbeit, und zwar am Anfange derselben. Rosiwal hat sich aber auch der nicht geringen Mühe unterzogen, den angeführten Werken alle auf unser Gebiet bezüglichen petrographischen Angaben zu entnehmen und dieselben nach den geographischen Principien von Süd nach Nord fortbreitend anzunordnen, so dass man auf diese Weise alle bis zur Stunde über die Gesteine der einzelnen Theilgebiete bekannt gewordenen Thatsachen überblicken kann, wobei noch unterschieden wird, zwischen all den zahlreichen, nur auf makroskopischer Bestimmung beruhenden und den weniger häufigen, durch wissenschaftliche Untersuchung fest begründeten Angaben.

In der angedeuteten Beziehung erschien es geboten, erstlich am linken Ufer des oberen Pangani, in der Steppenebene zwischen dem Pare Ugwen-Zuge einer- und den Lassili Sambo-Bergen anderseits, die Basanit-Taffe einzuzichnen (nach Shearson Hyland). Weiters musste aber auch auf der Route Mombas—Taweta den Angaben Thornton's Rechnung getragen werden, in ähnlicher Weise, wie sie auch schon von Al. Sadebeck (1879) in seine Übersichtskarte aufgenommen wurden. Ich habe deshalb für das Gebiet zwischen Umba-Fluss, Taweta und Azi-(Sabaki)-Fluss eine Ausscheidung vorgenommen, weil in diesem Raume ältere metamorphosirte Sedimentgesteine („Metamorphosed sandstone“) vielfach über dem alten krystallinischen Schiefergebirge anflauern dürften.

Thornton nimmt aber auch vermuthungsweise an, dass auch das Usambara-Gebirge Aufsatze solcher metamorphosirter Sandsteine trage, ohne irgend welche weitere Angaben zu machen.

Die Bura-Berge, das Teita-Gebirge, die Ndara-, Maungu-, Kadiaro-Berge dürften der Hauptsache nach aus krystallinischen Schiefern bestehen, die im Bura-Gebirge überdies krystallinischen Kalk umschliessen, ähnlich so wie dies von Höhnel für die Sogono-Berge angenommen wird.

Es sind also auch diese Angaben nur sehr beiläufige. — Den Osttheil des Ugwen-Gebirges müsste man nach Thornton gleichfalls von den krystallinischen Gesteinen unterscheiden, ja Shearson Hyland gibt im westlichen Theile desselben Gebirges, sowie zwischen Gora—Samburu, das Vorkommen von grauem dichten Kalk an, und auch Rammelsberg in G. Rose's Arbeit (1863) erwähnt das Vorkommen von dunkelgrauem Kalk am Südfusse des Kilimandscharo. — Welchen Alters diese Kalke sind, bleibt für's erste vollkommen dahingestellt.

Aus den im Vorstehenden gegebenen kurzen Andeutungen, Auseinandersetzungen und Gesteinsanführungen geht weiters wohl mit grosser Sicherheit hervor, dass man mehrere Ausbruchperioden in dem Störungsgebiete zu unterscheiden haben wird, von welchen die, trachytische und phonolitische Gesteine liefernden, einer basische Producte liefernden Phase vorausgegangen sein dürfte. Die ersteren Gesteine bilden förmliche Vulkanruinen, wie dies die sehr werthvollen Profildarstellungen v. Höhnel's darthun können.¹ Man betrachte die Darstellungen, welche v. Höhnel vom Kimavensi (Taf. 10, 11 und 12), vom Meru-Berge (Taf. 9 und 11) und vom Kenia (Taf. 17 und 18) gibt, welch' letzterer ein förmliches Ringgebirge vorstellt. Die Bilder können uns, sofern man Grosses mit Kleinem vergleichen kann, in ihren schroffen Formen an unsere central-europäischen Phonolithkegel, etwa an den Donnersberg (Mileschauer) und andere erinnern. Auf Taf. 19 sehen wir dagegen Reste von Lavadecken, die überraschend gewissen Bildungen ähnlicher Art, etwa in der Auvergne oder im amerikanischen Westen gleichen; es sind Lavadecken, deren Ausbruchsstellen uns unbekannt sind. (Man vergl. übrigens auch die Abbildungen im I. Theile dieser Abhandlungen.)

Von überraschender Neuheit, förmlich unberührt, sind dagegen die zahlreichen Miniaturvulkane der v. Höhnel-Insel (Taf. 22), welche uns die Auckland-Vulkane zum Vergleiche herbeiziehen lassen.

Eine Abgrenzung der verschiedenen Phasen gegen einander auf der Kartenskizze durchzuführen erscheint dormalen leider noch unthunlich.

¹ Als Manuscript gedruckt im k. u. k. Militär-geographischen Institute in Wien, 1890. (34 Tafeln.)



IV. Theil.

Die Brüche des östlichen Afrika

von

Eduard Suess,

W. M. K. AKAD.

(Mit 1 Tafel und 4 Textfiguren.)

Die fortschreitende Erforschung des östlichen Afrika hat die Vermuthung wachgerufen, dass in diesem Theile des Planeten irgend eine ausserordentliche, nahezu im Meridian verlaufende Dislocation, eine Spalte oder ein Einbruch von sehr grosser Länge vorhanden sei. Jos. Thomson, einer der genauesten Kenner dieser Gebiete, hat im Jahre 1881 die Ansicht ausgesprochen, „dass in irgend einer früheren Zeit eine grosse Linie vulkanischer Thätigkeit sich erstreckte vom Cap, über den Nyassa-See, Ugogo, Kilimandscharo bis nach Abessinien, stets parallel und nahe dem Ocean verlaufend.“¹ Douvillé äusserte im Jahre 1886 bei Bearbeitung der von Aubry aus Schoa gebrachten Fossilreste die Meinung, dass der grosse Abbruch, welcher das abessinische Hochland gegen Ost begrenzt, Fortsetzung finde in der Küstenlinie von Cap Delgado bis Mozambique; der Kilimandscharo bleibe westlich, der Golf von Annesley bezeichne das Herantreten der abessinischen Störungslinie an das Meer, die weitere Fortsetzung dieser Störungslinie aber bilde der Golf von Akaba, das Thal von Araba, das Todte Meer bis zum Libanon.²

Diese und ähnliche Muthmassungen konnten einer näheren Prüfung kaum unterzogen werden, so lange zwischen dem Baringo-See und den südlichen Ausläufern des abessinischen Hochlandes eine Lücke von mehr als fünf Breitegraden in unseren Kenntnissen gerade an jener entscheidenden Stelle vorhanden war, an welcher durch die Lage der Riesenvulkane Kilimandscharo und Kenia eine meridionale Linie in der Richtung Abessyniens wirklich vorgezeichnet zu sein schien. Es ist das unvergängliche Verdienst des Grafen Teleki und des k. u. k. Linienschiffslieutenants v. Höhnelt, noch weit über die kühnen Züge Thomson's hinaus, bis an den Unterlauf der aus Abessinien herabkommenden Wässer unsere Kenntniss dieser Landstrecken bis an den fünften Grad erweitert zu haben, und nun zeigt sich uns allerdings in kaum erwarteten Eigenthümlichkeiten die grösste und merkwürdigste Dislocationslinie der Erde.

Es ist eine bekannte Thatsache, dass die ostafrikanischen Seen eine verschiedene Anlage zeigen. Das Beispiel der einen Gruppe ist der grosse Victoria-Nyanza, von mehr oder minder kreisförmigem Umrisse, mit vorherrschend flachen Ufern. Eine zweite Gruppe bilden z. B. Tanganyika, Nyassa, der Leopold-See (Hikwa) und Albert-See (Mwutan Nzi), welche, durch grosse Erstreckung in die Länge und steile Ufer ausgezeichnet, in lange und tiefe felsige Mulden eingelagert sind, als wäre zwischen parallelen Brüchen ein Streifen der Erde zur Tiefe gesunken. Stanley und Thomson haben den Tanganyika als einen Einbruch angesehen. In dem letzten Briefe von seinem letzten, denkwürdigen Zuge, aus dem Lager von Kizinga, Uzinya, 17. August 1889, beschreibt Stanley den Albert-See sammt dem Semliki-Flusse und dem Albert-Edward Nyanza als in einer

¹ Jos. Thomson, Notes on the Geol. of East Central Africa, in: To the Central Afr. Lakes and back; 8^o. Lond. 1881, II, p. 304.

² H. Douvillé, Examen des fossiles rapp. du Choa par M. Aubry; Bull. soc. géol. 1885—86, 3. sér. XIV, p. 240.

laugen Senkung gelegen.¹ Emin Pascha aber meldet (September 1891) das Auftreten thätiger Vulkane an dieser Senkung.

Diese Gruppe von See'n liegt in Gräben, ähnlich dem Todten Meere. Diese fremdartige Gestaltung der Oberfläche hat den Missionär Hore veranlasst, das östliche Afrika mit der Oberfläche des Mondes zu vergleichen, und das hydrographische Netz zeigt bemerkenswerthe Eigenthümlichkeiten. Der Abfluss des Tanganyika erfolgt durch den Lukuga mitten in der Westseite des Grabens an einer Stelle, welche in keiner Weise durch die Structur der Senkung vorgezeichnet ist. Der Shiré folgt der Richtung der Hauptaxe des Nyassa. Albert Edward Nyanza, Semliki und Albert Nyanza sind, wie eben gesagt wurde, geradlinig zusammenhängende Theile; der Nil setzt gegen Dufle nahezu diese Richtung fort, aber die Art und Weise, in welcher vom Victoria Nyanza her der Somerset Nil in den nördlichen Theil des Albert Nyanza mündet, um ihn sofort wieder zu verlassen, ist eine ganz ungewöhnliche.

Die Eigenthümlichkeiten dieses Gebietes liegen jedoch weniger in der verschiedenartigen Lage der Ein- und Ausmündungen der Flüsse, als in der Vertheilung der Wasserscheiden. Der Graben des Nyassa entleert sich zum Zambesi, jener des Tanganyika gegen den Congo, während zwischen beiden der Leopold Nyanza ohne Abfluss bleibt; in gleicher Weise liegt der abflusslose Shiré zwischen dem Nyassa und dem Meere, während sich nun die merkwürdige Thatsache ergibt, dass von dem südlichen Ende des Manjara-See's in etwa 4° 20' s. Br. eine ununterbrochene Kette abflussloser See'n sich erst in meridionaler Richtung zum Rudolf-See und von da längs des östlichen Abbruches des abessynischen Hochlandes bis an das Rothe Meer erstreckt.

In diese Kette fallen der Manjara, der Natron-See, Naiwascha, Angata nairógna, Nakro sekelái, ein kleiner See unterm Äquator, dann Baringo, die Bittersalz-Steppe Súkuta und Rudolf-See (Basso narok), weiter gegen NNO. der Stefanie-See (Basso ebór), die abessynischen See'n, die abflusslose Mündung des unteren Hawasch bis gegen den Assal-See, welcher, 20 km vom Rothen Meere, 174 m tiefer als dieses gelegen ist. Lange, in meridionaler Richtung verlaufende Flüsse, wie Guasso nyiro, der vom Norden in den Natron-See fliesst, Guasso njuki, welcher von Süden her in den Baringo, und der Wei-wei, der gleichfalls von Süden in den Rudolf-See mündet, zeigen die Einheit dieses langen abflusslosen Gebietes an, welchem durch den Omo und vielleicht auch durch den Bass, wie nordwärts durch den Hawasch, ein Theil der Niederschläge des abessynischen Hochlandes zufliesst.

Der Salzgehalt dieser See'n ist ein sehr verschiedener, wie dies in abflusslosen Gebieten die Regel ist.

Vom Manjara bis an das Nordende des Rudolf-See's durch neun bis zehn Breitengrade trägt dieses Gebiet die Kennzeichen eines grossen Einbruches. Dort tritt demselben der südlichste Theil des abessynischen Hochlandes entgegen; es findet eine Ablenkung aus der nördlichen in die nordöstliche Richtung statt. Diese abflusslose Zone bildet die östliche Wasserscheide des Nil.

Sehr bedeutende Anhäufungen junger vulkanischer Gesteine begleiten die grosse Dislocationszone und an mehreren Orten stehen heute noch thätige Vulkane und Kraterberge, welche durch die vollständige Erhaltung ihres Aschenkegels ihr geringes Alter anzeigen.

Für nicht wenige Theile des Gebietes zwischen dem Unterlaufe des Shiré und dem Rothen Meere liegen bereits geologische Übersichtskarten vor. Es fällt dieses Gebiet ganz in den Rahmen der von Sadebeck im Jahre 1879 herausgegebenen geologischen Karte von Ostafrika, welche jedoch heute veraltet ist.² Den südlichsten Theil der hier näher zu betrachtenden Zone umfasst die geologische Skizze des Zambesi-Gebietes von Kuss, welche den Unterlauf des Shiré darstellt.³

Für die ganze Strecke vom Tanganyika bis zum Meere und vom nördlichen Nyassa bis Tabora, d. i. von 10° bis 5° s. Br. hat J. Thomson im Jahre 1881 eine geologische Übersichtskarte entworfen und eine

¹ Abgedruckt in den Times, den Proc. Roy. geogr. Soc. und an anderen Orten.

² A. Sadebeck, Karte von Ost-Afrika zwischen 16° N. und 16° S. Br. zu Übersicht d. geol. Verhältnisse, in Baron Claus v. d. Decken's Reisen in Ost-Afrika, III, 3. Abth. gr. 8°. 1879.

³ H. Kuss, Esquisse géol. d'une Partie de la Zambézie; Bull. soc. géol. 1883—84, 3. sér. XII, p. 303—317, pl. X.

zweite Karte dieser Art verdanken wir demselben Forscher für die Strecke des Einbruches und seiner nächsten Umgebung von 4° lat. S. bis 1° lat. N. aus dem Jahre 1885, welche seither durch Fischer, Höhnel und die wiederholten Besucher der Umgebung des Kilimandscharo manche Vervollständigung gefunden hat.¹

Für den Kenia, sowie für die nördliche Fortsetzung des Grabens fügen sich nun Höhnel's Beobachtungen an.

Aus dem südlichen Abessinien liegt zunächst die geologische Kartenskizze von Aubry vor, welche, wenn auch in kleinem Maassstabe, bis an den Oberlauf des Omo gegen 6° n. Br. herabreicht und dieses Erosionsthal, sowie die grossen Erosionsthäler an dem Oberlaufe des blauen Nil kennen lehrt.²

Der von britischen Streitkräften im Jahre 1868 ausgeführte Heereszug von Massaua nach Magdala hat uns eine vorzügliche geologische Karte eines meridionalen Streifens um 39° und $39^{\circ} 30'$ O. Greenw. von Blanford gebracht, welcher von $11^{\circ} 20'$ bis in das Anseba Thal in $16^{\circ} 30'$ reicht.³ An die beiden letzten Karten schliesst sich gegen Nordwest die ältere, von Ferret und Galinier im Jahre 1848 herausgegebene geologische Karte von Tigré,⁴ für die Strecke von Zeila an bis über Harar hinaus besitzen wir eine geologische Kartenskizze von Paulitschke⁵ und Baldacci hat eine schöne geologische Karte veröffentlicht, welche die italienischen Besitzungen von Adua in $14^{\circ} 8'$ nordwärts bis $16^{\circ} 10'$ umfasst.⁶

Es fehlt für den Süden und die Mitte des Nyassa eine geologische Kartenskizze, doch liegen hinreichende Berichte vor, um die an sich einfachen Verhältnisse zu verzeichnen. Weit empfindlicher ist die Lücke unserer Kenntnisse in der Gegend des Manjara und südlich von demselben, so dass wir über das südliche Ende des grossen Grabens im Unklaren bleiben. Eine andere grosse Lücke ist nördlich und nordöstlich vom Stefanie-See vorhanden.

Vom Shiré bis an das Rothe Meer ist keine grosse Mannigfaltigkeit der Felsarten bekannt. Die archaische Reihe, aus Granit, Gneiss, Glimmerschiefer und verwandten Gesteinen zusammengesetzt, ist an vielen Orten vom Süden bis zum Norden sichtbar. Ältere Felsarten, Porphyre und Grünsteine, gesellen sich insbesondere am Tanganyika und am unteren Zambesi hinzu. Die grossen Lager von petrefactenleerem Sandstein, welche Blanford in Abessinien als Sandstein von Adigrat bezeichnet, sind, wie dieser ausgezeichnete Beobachter bemerkt, wahrscheinlich die Fortsetzung des Karoo-Sandsteins von Süd-Afrika, und wohl auch übereinstimmend mit der Decke von Sandstein, welche in der Richtung des Congo so grosse Ausdehnung erlangt. Jünger als der Sandstein von Adigrat sind die jurassischen Ablagerungen Abessyniens. Jurassische Versteinerungen, welche Ragazzi am oberen blauen Nil, wie es scheint an derselben Stelle wie Aubry gesammelt hat, tragen, wie Dante Pantanelli sagt, die Merkmale des europäischen Kimmeridge an sich.⁷ Eine Reihe dieser Fossilien, welche Professor Pantanelli die Güte hatte, mir mitzutheilen, lässt mich diese Ansicht bestätigen; man meint Stücke aus französischem oder nordschweizerischem Kimmeridge oder Portland vor sich zu haben. Ob die versteinierungführenden Kalksteine, welche v. Hardegger und Paulitschke bei der Stadt Harar und weiterhin im Thale des Erer antrafen, in der That auch jurassisch sind, ist

¹ J. Thomson, Sketch map, showing Geol. of E. Central Africa, in: To the Centr. Afr. lakes etc., und dess: Geol. Map of the Region betw. Mombasa and Victoria Nyanza, in: Through Masai-Land. 8°. Lond. 1885.

² Aubry, Observ. géol. sur les Pays Danakils, Somalis, le Royaume de Choa et les Pays Gallas; Bull. soc. géol. 1885—1886, 3. sér. XIV, p. 201—222, pl. XI.

³ W. T. Blanford, Geol. Map of the Portion of Abyssinia, traversed by the Brit. Exped. in 1868 from Aunesley Bay to Magdala and of the Country between Massowa and the Anseba Valley; in dess: Observ. on the Geol. and Zool. of Abyssinia; 8°. London 1870.

⁴ Ferret et Galinier, Carte géol. du Tigré et du Samen, in: Voyage en Abyssinie; Géologie. 8°. Paris, 1848; Atlas in Fol.

⁵ Ph. Paulitschke, Geologische Routenkarte für die Strecke von Zéjla bis Bia Worâba; Mitth. Geogr. Gesellsch. Wien, 1887, Taf. VI.

⁶ L. Baldacci, Osservaz. fatte nella Colonia Erythrea; Mem. descr. della Carta geol. d'Italia; 1891, vol. VI, 110 pp. und Karte.

⁷ D. Pantanelli, Note geol. sullo Scioa; Proc. verb. Soc. Toscan. Sc. Natural. 11. Nov. 1888, p. 164—170.

dermalen nicht festzustellen, da die Fossilien leider verloren gegangen sind.¹ Nach Rochebrune's Ansicht fallen die ähnlichen von Revoil an der Küste des Somali-Landes, in den Warsangheli-Bergen gesammelten Fossilien dem Neocom zu.² Hieran reihen sich weiter die bekannten, von Beyrich beschriebenen Juraablagerungen von Mombas, welche nach Baumann's Angaben südwärts parallel der Küste sich fortsetzen.³ Diese weite Verbreitung deutet auf eine oberjurassische Transgression.

Dem Sandstein, und in Abessinien auch den jurassischen Bildungen, sind streckenweise vulkanische Lager eingeschaltet, ganz wie dies in Süd-Afrika z. B. auf der Höhe der Drakenberge in Natal der Fall ist. Der abgestufte Berg Mkulimahatambula bei Behobeho, Thomson's Mount Johnston, gebildet aus wechselnden Lagen von braunem oder graurothem Sandstein und einer vulkanischen Felsart, ist die Wiederholung der Bergformen von Natal und der Cap-Colonie.⁴

Die grösste Entwicklung haben jedoch vulkanische Bildungen erst in einer viel späteren Zeit erfahren.

Es ist sehr bemerkenswerth, dass Thomson wie Höhnel sich veranlasst gesehen haben, eine ältere, die grossen Tafel-Berge umfassende Reihe vulkanischer Ergüsse, Breccien und Aschenbildungen zu unterscheiden von einer jüngeren Reihe, welche in der Gestalt vereinzelter, gruppenförmig oder reihenförmig gestellter Kraterberge mit Lavaströmen von geringerer Ausdehnung am Fusse der Tafeln oder denselben aufgesetzt erscheinen. Blanford ist in Abessinien noch weiter gegangen und hat innerhalb der vulkanischen Tafeln, welche dort die höher liegenden Theile des ganzen Landes bilden, zwei Abtheilungen unterschieden, nämlich eine ältere, lediglich aus doleritischen Felsarten aufgebaute „Ashangi-Group“, welche dem Dekkan Trap Ostindiens verglichen wird, und eine jüngere, „Magdala Group“, an deren Zusammensetzung mächtige Decken von Trachyt einen hervorragenden Antheil nehmen, begleitet von Doleriten und auch von weissen thonigen Sedimenten, selten von etwas Sandstein und Schiefer. Diese Trachytdecken sind es, welche mit steilem Abbruche die meisten der grossen, für Abessinien so bezeichnenden Tafel-Berge bilden. Beide, Ashangi Group und Magdala Group, werden der noch jüngeren „Aden Series“ entgegengestellt, welche die Vulkane und Kratere an dem Rande des Rothen Meeres umfasst.

Es ist im Wesentlichen dieselbe Erscheinung, welche Dutton in Utah, Thoroddsen in Island getroffen haben. Diese Verschiedenheit zwischen älteren, tafelförmig ausgebreiteten Laven, Tuffen und vulkanischen Breccien, und von jüngeren Eruptivbildungen, deren Kratere entweder wie fremde Körper diesen Tafeln aufgesetzt sind, oder deutlich auf Dislocationslinien, vielleicht in der Tiefe von Gräben auftreten, welche die älteren Tafeln durchziehen sind zugleich der Nachweis der Mannigfaltigkeit der tektonischen Vorgänge, welche die Geschichte dieser Gebiete umfasst.

Nach dieser flüchtigen Aufzählung der Gesteinsfolge will ich nun versuchen, von Süden her, etwa im Meridian des Nyassa, die grosse meridionale Dislocation zu verfolgen, und werde ich die westlich gelegenen Grabensenkungen wie Tanganyika, Leopold und Albert Edward—Semliki—Albert Nyanza, nicht in Betracht ziehen.

1. Am unteren Zambesi. In den Gebieten am Unterlaufe des Zambesi ist von den Einbrüchen, welche die Lage der meisten Seen bezeichnen, nichts zu gewahren. Schon aus den ersten Berichten, welche Livingstone und Thomson sandten, war zu entnehmen, dass hier archaische Felsarten in grosser Ausdehnung auftreten, und dass bei Tete am Zambesi Kohlenflötze vorhanden sind.⁵ Seither hat Kuss eine ausführlichere

¹ Ph. Paulitschke, Harar. Forschungsreise nach den Somali- und Galla-Ländern Ost-Afrika's; 80. Wien, 1888, S. 369.

² Revoil, Faune et Flore des pays Somalis. Paris 1882; Geol. und paläontol. Theil von A. T. de Rochebrune; hier werden auch die Antalo-Schichten Blanford's zum Neocom gerechnet.

³ O. Baumann, Üb. das nördl. Deutsch-Ost-Afrika; Verh. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin, 1891, XVIII, S. 80.

⁴ Thomson an ang. Orte, I, p. 148.

⁵ Extracts from the Despatches of Dr. David Livingstone, Journ. Geogr. Soc. 1861, XXXI, p. 256, 261, und an and. .

Darstellung dieses Landes geliefert,¹ welche gegen Süden sich durch die älteren Beobachtungen von Mauch vervollständigt.²

Die erste Felsmasse, welcher man am Zambesi bei der Reise nach aufwärts begegnet ist Shamoara, ein Ausläufer des Morumbala. Er erhebt sich an dem linken Ufer, unterhalb der Einmündung des Shiré und besteht aus grünem Syenit mit Gängen von Pegmatit. Morumbala ist Granit. Dies ist der Rand jener höchst ausgedehnten Hochländer von Granit und Gneiss, welche den grössten Theil des östlichen Afrika zusammensetzen.

Jenseits des Shiré heben die Maganja-Berge an, als die Fortsetzung des Morumbala das linke Ufer des Zambesi begleitend und aus Granit und Gneiss bestehend. Weiter gegen NW, am Rovugo aufwärts gegen Muchena, wurde Glimmerschiefer, Gneiss und Granulit getroffen, und Gneiss reicht bis Tete und stromaufwärts über die Fälle von Kebrabasa. Jenseits des Zambesi entfernt sich der Fuss des archaischen Gebirges mehr von dem Flusse und es ist vorwaltend Amphibolgneiss, welcher in Begleitung von Granit- und Pegmatitgängen, von der Gegend am Tete bis zu dem 2000m hohen Miranga bei Gorongoza, d. i. durch mehr als zwei Breitengrade gegen Süden die Höhenzüge bildet.

Diesen archaischen Felsarten ist bei Tete längs des Zambesi die Kohlenformation aufgelagert. Es sind mehrere gute Flötze vorhanden; gegen SO an dem linken Ufer des Flusses erreicht das Carbon geringe Höhe, während es gegen SW, auf der rechten Seite des Zambesi, sich bis zu 300m über den Fluss erhebt und durch eine Verwerfung abgeschnitten sein dürfte. Ausser der grossen Scholle von Tete sind gegen Nord wie gegen Süd kleinere Carbonschollen auf dem Gneiss bekannt. Die Flora dieser Ablagerungen wurde von Zeiller untersucht; sie umschliesst *Pecopteris arborescens*, *Sphenophyllum majus* und andere bezeichnende Arten des europäischen Oberearbon, welches daher hier, wie an so vielen Stellen in Europa, transgredirend auf den archaischen Felsarten ruht.³

Porphyrite erscheinen in dem Gebirgszuge Lupata unterhalb des Carbon von Tete an dem Flusse Luia und auch weiter im Süden, am Urema. Sie wurden von Michel-Lévy untersucht und Kuss hält sie für jünger als das Carbon. Ähnliches gilt von den Melaphyr- und Euphotid-Vorkommnissen am Rovugo, NO. von Tete.

Innerhalb des Höhenkranzes endlich, welcher den weiten Raum am unteren Zambesi von Morumbala bis zu den Lupata-Bergen und von dort bis an den oberen Urema umgibt, liegt westlich und südlich von Senna ein rother oder röthlicher, thoniger Sandstein von unbestimmtem Alter, vielleicht eine Scholle der südafrikanischen Karoo-Gruppe.

Weder die cretacischen Ablagerungen vom Conduzia-Flusse bei Mozambique, noch irgend eine andere Meeresablagerung ist bisher zwischen dem Delta des Zambesi und den Kebrabasa-Fällen angetroffen worden.

2. Von der Mündung des Shiré zum Nordende des Nyassa. Zwischen den Abhängen des Morumbala und der Maganja-Berge tritt man in das Thal des Shiré. Hier, an dem sonst granitischen Morumbala, erwähnt Drummond weissen Quarzit über alles Hochland zu beiden Seiten des Thaies, so wie alles Hochland, welches den Nyassa umgibt, besteht nach demselben Beobachter aus Granit und Gneiss von grosser Einförmigkeit. Der Granit ist grau, mit weissem, selten rosenrothem Orthoklas und mit Biotit. Doleritgänge treten auf.⁴ Ebenso scheinen im Osten die vereinzelt hohen Kuppen am Shirwa-See, welchen bei dem heutigen Wasserstande eine niedrige Fläche von den Sümpfen des oberen Lujenda scheidet,⁵ aus Granit zu bestehen. Noch weiter im

¹ Kuss am ang. Orte, p. 304 und folg.

² Mauch, Peterm. Mitth. 1874.

³ Guyot, Sur la Houille du Muaraze en Zambézie; Compt. rend. 1882, XCV, p. 355—357; E. Lapierre, Note sur le bass. houill. de Tete (Région du Zambéze); Ann. des Mines, 1883, 8. sér., t. IV, p. 585—593, pl. XIX; Zeiller, Note sur la Flore du bass. houill. de Tete; ebendas. p. 594—598.

⁴ H. Drummond, Notes on a recent examination of the Geol. of East Central Africa; Rep. Brit. Assoc. Aberdeen, 1885, p. 1032.

⁵ Karte in A. Hetherwick, Notes of a Journey from Domasi Mission Station, Mt. Zomba, to Lake Namaramba; Proc. Geogr. Soc. 1888, X, p. 25 und folg.

Osten erhebt sich der steile, zweigipflige Namuli-Berg zu 8500 Fuss; man hielt ihn seiner Gestalt wegen für einen Vulkan; O'Neill hat ihn bis 5500 Fuss erstiegen und auch nur Granit angetroffen.¹

Kehren wir jedoch zum Shiré zurück. Die zuverlässigsten Karten, welche wir von dem südlichen Ende des Nyassa besitzen, zeigen, dass die beiden steilen und hohen Abfälle, welche in ziemlich gleich bleibender Entfernung den See gegen Ost und West begrenzen, sich als Abhänge von Tafeln oder von Ketten noch weit über den See hinaus gegen Süden fortsetzen, die gleiche Entfernung und die gleiche südliche Richtung beibehaltend.²

Der südliche Theil des See's wird durch das Vorgebirge Kunguni und die Domwe-Insel, welche seine Fortsetzung ist, in zwei Buchten getheilt, und der östlichen Bucht entströmt der Shiré. Dieser durchfliesst bald den See Pomalombe, welcher von Drummond als der Rest eines einst grösseren Nyassa angesehen wird. Die beiden grossen Abhänge in Ost und West setzen sich aber, wie gesagt, in gleicher Entfernung südwärts fort, und während der Fluss dem östlichen Abhänge nahe bleibt, erhält man den Eindruck, als ob die Wasserfläche des Sees nur den nördlichen Theil eines von zwei parallelen Dislocationen umgrenzten Raumes füllen würde, welchem Raume auch das Thal des Shiré angehört. Ältere Karten verzeichnen an dem nordöstlichen Ufer des Nyassa eine Gebirgskette unter dem Namen Livingstone Range; es ist jedoch seither sichergestellt, dass eine solche Kette nicht besteht, sondern dass die steilen Abstürze, welchen dieser Name beigelegt worden ist, der Rand des 6—8000 Fuss hohen Tafellandes Kondé sind. Thomson lässt hierüber keinen Zweifel; das weite Hochland ist einförmig, grasig, baumlos, ohne Kämme oder irgend welchen landschaftlichen Reiz, so streckt es sich viele Meilen weit fort.³ Im Norden des Nyassa wendet sich die Richtung des Abbruches deutlich aus dem Meridian gegen NNW; der See selbst folgt zum Theile dieser Ablenkung und ebenso ist es mit der südlichen Umrandung desselben der Fall. Der Kondé-Absturz reicht über den See weit hinaus gegen NNW; ihm gegenüber steht in ziemlich gleichbleibender Entfernung als die Fortsetzung der westlichen Umfassung des Sees der Absturz der Chingambo-Berge, so dass, wie im Süden am Shiré, so auch gegen NNW. die abgelenkte grabenförmige Vertiefung sich mit gleicher Breite über den See hinaus fortsetzt. Die unmittelbare Fortsetzung des Seebodens selbst ist eine gegen den See geöffnete Mulde, in der Tiefe eben, gegen NNW. ansteigend; diese Mulde (Makula's Reich) ist eingesenkt in das wüste Land Nyika, welches gleichsam eine nächst höhere Stufe der Grabensohle darstellt, die jedoch endlich selbst bis 6500 Fuss ansteigt.⁴

Im Ganzen sehen wir daher zwischen 10 und 9° Br. gegen Nordost den Absturz Kondé, gegen Südwest den Absturz der Chingambo, zwischen beiden als höhere Stufe des Grabens Nyika, als tiefere Stufe Makula's Reich und diese Stufe setzt sich in den Nyassa fort.

Dass hier in der That grosse Dislocationen vorhanden sind, lehrt das Erscheinen vulkanischer Bildungen. Thomson hat gezeigt, dass der vordere Absturz Kondé in dieser Strecke aus älteren vulkanischen Gesteinen bis zur vollen Höhe von 7—8000 Fuss besteht, während das Tafelland selbst hier aus Schiefer besteht. In der Tiefe von Makula's Reich aber, in der Nähe des See's, entdeckte derselbe zahlreiche junge Kratere, welche eine eruptive Thätigkeit in jüngster Zeit verrathen.⁵

Schliesslich ist zu erwähnen, dass vom Rukuru-Flusse, welcher durch eine Furche im archaischen Gehirge in den NW.-Theil des Nyassa mündet, Drummond einen geschichteten Wechsel von sehr feinkörnigem Sandstein und Schiefer mit einzelnen Kalkbänken auführt, welche muthmasslich eine lacustre Ablagerung sind.

¹ H. E. O'Neill, East Africa between the Zambesi and Rovuma Riv.; Proc. Geogr. Soc. 1885, VII, p. 430—449, Karte, insb. p. 437; auch J. T. Last: On the Society's Exped. to the Namuli Hills, E. Afr.; ebendas. 1887, VII, p. 467—478.

² z. B. auf der Karte zu J. Stewart, Survey of the East Coast of Lake Nyassa; Proc. Geogr. Soc. 1883, V, p. 639 und folg.

³ Jos. Thomson, To the Centr. Afr. Lakes and back; 80. 1881, p. 252, auch Proc. Geogr. Soc. 1879, p. 322, 1880, p. 209, 1881, p. 275.

⁴ Vergl. Stewart's Karte des nördlichen Endes des Nyassa in Proc. Geogr. Soc. 1881, III, p. 330, und Thomson's Beschreibung.

⁵ J. Thomson, Centr. Afr. Lakes, I, p. 277. Aus einem Stückchen Bimsstein, welches Dr. Laws vom Nordende des Nyassa mitgebracht, schloss zur selben Zeit Johnston-Lavis auf das Vorhandensein junger Vulkane; Volcanoes on the Shore of Lake Nyassa; Nature, Mai 15. 1884, XXX, p. 62.

Vielleicht sind sie jenen Sedimenten zu vergleichen, welche Giraud mit der Ortsbezeichnung „Mpata, auf der Strasse der englischen Missionäre zum Tanganyika“ zwei oder drei Tagereisen vom NW.-Ende des Nyassa mitgebracht hat, und in welchen Bertrand die Gattungen *Cyrena* und *Lepidosteus* erkannte.

Nach all' diesen Angaben sehen wir zwei einander zugewendete Abstürze in Entfernungen von 50 und an den weitesten Stellen von etwa 80 Kilometer im Thale des Shiré auftreten; sie begleiten beide Ufer des Nyassa und wenden sich dann im stumpfen Winkel gegen NNW. An dieser Stelle lagern an dem nördlichen Abhange, Kondé, bis zu grosser Höhe ältere vulkanische Felsarten, während in der Tiefe, nahe dem Nordende des See's junge Krater in Makula's Reich stehen. Dieses Reich ist die muldenförmig sich erhebende Fortsetzung des Seebodens; eine höhere Stufe des nun gegen NNW. streichenden Grabens bildet die Landschaft Nyika.

Es ergibt sich, dass allerdings Nyassa aller Wahrscheinlichkeit nach in einer grabenförmigen Senkung liegt, wie dies für den Tanganyika stets angenommen worden ist, dass aber diese Senkung nicht die nahezu meridionale Richtung fortsetzt, mit welcher sie am Shiré anhebt, sondern abgelenkt wird gegen NNW. Sie ist daher nicht die unmittelbare Fortsetzung jener weiteren grabenförmigen Senkung, welche im Norden beinahe auf demselben Meridian zu beschreiben sein wird.

Dagegen ist die Frage offen, ob nicht der Leopold-See (Hikwa, Rukwa) in einer Fortsetzung dieser gegen NNW. abgelenkten Senkung liege. Nach den letzten Angaben von H. H. Johnston und Cross erstreckt sich dieser brackische und abflusslose See viel weiter gegen SSO. als die bisherigen Karten vermuthen liessen; eine weite, mit Süsswassermuscheln bestreute Ebene bildet nach dieser Richtung seine Fortsetzung. Reist man über das Tafelland anwärts, über welches der Tschambezä, der östlichste Quellfluss des Congo, gegen SW. abfließt, so gelangt man zu einem jähem Abhange von 5000—7000 Fuss Höhe. „Östlich von dieser langen Bergwand liegt ein Streifen von ebenem Thalgrund, auffallend flach im Vergleiche zu dem bergigen Lande zu beiden Seiten, durch welchen zwei Flüsse, an ihren Quellen getrennt durch eine niedrige Wasserscheide, nach entgegengesetzten Richtungen abfließen, der Songwe gegen den See Nyassa und der Nkaña zum Flusse Saisi und dem gesalzenen See Rukwa.“²

3. Vom Nyassa-See zum Stefanie-See. Das Land im Norden des Nyassa, welches das ausgebreitete Quellgebiet des Ruaha umfasst, besteht nach den bis heute vorliegenden Nachrichten aus Schiefer und Gneiss; schon von Ubena an folgt ein weit ausgedehntes granitisches Gebiet.

Erst weiter im Norden, gegen 6° südlicher Breite, vermögen wir aus den vorliegenden Beschreibungen die Spuren der grabenförmigen Senkung zu erkennen. Dort führen die oft begangenen Wege von Mpwapwa gegen Tabora. Von Mpwapwa gegen West reisend blieb Sonthon in 3200 Fuss, erhob sich dann wohl bis 3600 Fuss und stand in Hiriudi noch in 3200 Fuss. Dann senkt sich der Boden, doch nicht sehr beträchtlich; Mbiti liegt in 2600 Fuss, am Fusse eines gegen Ost abfallenden Landes, welches sich nun über Muhalala rasch bis 4000 Fuss erhebt.³

Deutlicher sind die Angaben auf den Originalkarten Junker's, in welche dieser berühmte Reisende mir freundlichst Einblick gewährte. In entgegengesetzter Richtung reisend, traf Junker am 20.—21. October 1886 auf einen schroffen, etwa 800 Fuss hohen Abfall, vor welchem sich gegen Ost eine weite Ebene aus-

¹ Drummond ang. Orte, p. 1032; F. Reymond, Géol. du centre de l'Afrique, ou rég. des grands Lacs; d'après les enseignements ou échant. etc. rapp. par Mr. Viet. Giraud; Bull. soc. géol. 1885—86, 3. sér., t. XIV, p. 37—44, insb. p. 38.

² H. H. Johnston, British Centr. Africa; Proc. Geogr. Soc. 1890, n. ser. XII, p. 732, 733; Dav. Kerr Cross, Notes on the Country lying betw. Lakes Nyassa and Tanganyika; ebendas. 1891, n. ser. XIII, p. 95 und folg.

³ E. J. Sonthon, Notes of a Journey through N. Ugogo; Proc. Geogr. Soc. 1881, III, p. 547—553; leider herrscht hier Widerspruch in Betreff der Höhe von Lagula, welches nahe der tiefsten Stelle zu liegen scheint, und auf dem Kärtchen mit 2000 F., p. 551 mit 2900 F. angegeben ist. — J. T. Last, A Visit to the Masai People living beyond the Borders of the Nguru Country; Proc. Geogr. Soc. 1883, V, p. 517—534; Baxter, ebendas. p. 538—540. Baxter erwähnt, er habe eine grosse Oberfläche von Kalkstein gekrenzt und ein wenig jenseits derselben sei der Boden mit mannigfaltigen Muscheln überstreut gewesen. Sollte dies Kalktuff und ein alter Seeboden sein?

breitet, die über ganz Ugogo bis an die Berge von Usagara zu reichen scheint. Sie ist von weissem Sand, theils Flugsand, bedeckt und in ihr fliesst gegen Süd der Fluss Bubu. Ungefähr in der Mitte zwischen dem obgenannten Abfalle und den Bergen von Usagara erreichte Junker am 28. October im Districte Iindi (Hirindi Southon) eine lang ovale eingesenkte Ebene, etwa 4·6 km breit und 16·5 km lang, deren Axe fast in Nord streicht; der Abfall der Westseite ist steiler als jener der Ostseite. Am nördlichen Ende derselben steht ein einzelner Berg.¹

In Ugogo traf Stuhlmann Gneiss und Granit, doch auch Spuren, welche auf ausgetrocknete Seen deuten, insbesondere sah derselbe auf tellerartigen Flächen Vorkommnisse von Sinter. Hügel von Granit ragen aus der flachen Ebene empor, welche den Eindruck eines ausgetrockneten Seebodens zurücklässt, und diese Voraussetzung wird bekräftigt durch das Auftreten von hellgrauem Mergel und „endlich dadurch, dass die Ebene von Ugogo bei Muhalala plötzlich durch zwei steile Terrassen begrenzt ist, von denen eine zwischen dem 780 m hochgelegenen Bette des Bubu und Mtiwe (ca. 980 m), die andere, 200 m hohe zwischen Muhalala und Mabunguru (1190 m) liegt.“²

Das Land, welches weiter gegen Nord folgt, ist wenig bekannt; man weiss, dass südlich von 4° s. Br. der lang gegen NNO. gestreckte See Manjara beginnt. Er liegt nahe dem östlichen Fusse des Absturzes Mau; nahe nördlich von seinem Nord-Ende, beiläufig in der Breite des Meru und des Kilimandscharo, also noch bevor 3° s. Br. erreicht ist, wendet sich dieser Absturz in die Richtung des Meridians und hier beginnt die bis über den Rudolf-See reichende meridionale Senkung.

Nördlich von 3° s. Br. erhebt sich hier der Vulkan Doenje Ngai, „dem östlichen Abhange wie angeklebt“, sagt Fischer. Nach den von Fischer gesammelten Angaben soll im December 1880 ein von heftigem Erdbeben begleiteter Ausbruch dieses Berges stattgefunden haben.³

Nördlich vom Doenje Ngai folgt in gleicher Lage wie Manjara, knapp am Ostfusse von Mau, lang gegen Nord gestreckt, der Natron-See. Vom Manjara her, über die Ebene Ngarnku und O. vom Doenje Ngai soll nach Fischer eine tiefliegende Strecke bis zu diesem See zu reichen; wenigstens sagt derselbe, der Manjara könne als eine Fortsetzung des auf eine Strecke von 60—70 engl. Meilen unterbrochenen Natron-Sees angesehen werden.⁴ Andere Angaben zeigen eine höhere Schwelle zwischen diesen Niederungen.

Die nun folgende Strecke bis zum Nordende des Rudolf-Sees, die Nebensenkungen des Kerio und des Triguell, sowie das Gebiet des Stefanie-See's sind von ihrem unerschrockenen Erforscher, L. v. Höhnel, in dem ersten Theile dieser Beiträge ausführlich geschildert worden. Der Bau wird weiter veranschaulicht durch die hier mitfolgenden, von Herrn v. Höhnel entworfenen Profile. Die Lage der Bruchlinien, der Vulkane, sowie die Erstreckung des abflusslosen Gebietes und das Ansteigen der Grabensohle gegen den See Naiwascha (1860 m) sind hier ersichtlich.

Klimatische Schwankungen haben sich hier, wie in andern abflusslosen Gebieten bemerkbar gemacht. Ich habe die von Herrn v. Höhnel in den älteren Sedimenten an den Ufern der Seen gesammelten Conchylien Herrn Prof. E. v. Martens in Berlin zugesendet, welcher die Güte hatte, dieselben zu bestimmen. Folgendes sind die Ergebnisse:

In einem braunen Tuff nahe S. vom Baringo-See liegen in Menge *Corbicula fluminalis* und *Melania tuberculata*. Etwa 1—2 km landeinwärts vom SO.-Ende des Rudolf-Sees findet sich eine harte kalkige Muschelbreccie, deren Platten eine grosse Strecke bedecken. In derselben liegen *Melania tuberculata*, *Unio teretiusculus* Phill. (*Caillaudi* Fér.) und *Corbicula fluminalis* Müll. (*consobrina* Caill.).

¹ Die Karte wurde seither veröffentlicht; W. Junker, Von Victoria Nyansa über Tabora nach Bagamojo; Petermann's Mitth. 1891, S. 185—191, Taf. XIII.

² F. Stuhlmann, Beob. üb. Geologie und Flora auf der Route Bagamojo—Tabora; Mitth. aus dem deutschen Schutzgebiet; 1891, IV.

³ G. A. Fischer, Bericht über die im Auftrage der Geogr. Gesellschaft in Hamburg unternommene Reise in das Massai-Land; Mitth. d. Geogr. Gesellsch. Hamburg, für 1882—83, S. 87, mit Ansicht des Doenje-Ngai.

⁴ Fischer, ebendas. S. 84, Anmerkung.

In der Mitte des Rudolf-Sees, wenig über dem Wasserspiegel, liegen völlig von Kalktuff schüsselförmig incrustirte Schalen von *Unio aegyptiacus* Fér., dessen todte Schalen an anderen Stellen im Grunde massenhaft mit *Ampullaria Wernei* Phill. liegen. Ebenso erscheint lebend *Limnicola Martensiana* E. Smith (Proc. Zool. Soc. 1880, XXXI, 1) in nördlichen Theile des Ostufers, vielleicht begleitet von einer neuen Varietät.

Die Incrustationen von *Unio aegyptiacus* hat Herr Dr. K. Natterer die Güte gehabt, zu analysiren; er fand 85.99 Proc. kohlensaures Calcium, 1.65 kohlensaures Magnesium, 3.00 kohlensaures Eisen und kohlensaures Mangan (?); 9.21 Theile waren unlöslich, zum grössten Theile Thon und Sand.¹

Nur an einer Stelle des Ostufers wurden Schalen von *Aetheria*, und zwar 40—50 m über dem See, angetroffen.

Das Auftreten von Diatomeen-Schiefer (*Cyclotella* und *Melosira*) zwischen dem Kulall und dem See hat Herr Rosiwal erwähnt.

Über dem Stefanie-See (530 m) traf Herr v. Höhnel *Aetheria Caillaudi* in 582 m (absol. Höhe); blumenkohl-ähnliche Rosen von Kalktuff sitzen auf einzelnen Schalen.

4. Vom Stefanie-See bis Ankober. L. v. Höhnel's Schilderungen führen uns bis 5° n. Br. Der Ostrand des Grabens tritt zurück, er umfasst den Stefanie-See, an dessen Ostseite sich der steile Abfall der Trr-Kette erhebt. In Betreff der Westseite sagt v. Höhnel: „Die Richtung der entferntesten, von der Graf S. Teleki'schen Expedition im Norden unter 6° n. Br. beobachteten Höhenzüge war eine nordöstliche, welchen Verlauf daher wahrscheinlich auch weiterhin der gesenkte Theil nehmen dürfte.“ Diesen Theil des Landes um 6° n. Br. hat aber, trotz der Kühnheit der von Norden her vordringenden Reisenden, wie d'Abbadie, Stecker, Traversi, Cecchi und Borelli, bis heute doch noch kein Europäer betreten. Bis 7° 14' 7" hat schon im Jahre 1843 Ant. d'Abbadie seine Vermessungen ausgedehnt und bis 6° 45' ist Borelli gelangt. Hier bleibt einem kühnen Reisenden eine schöne wissenschaftliche Aufgabe zu lösen.

Unterdessen lassen uns die von den äussersten Endpunkten vorliegenden Angaben, dann der Lauf des Omo, sowie das Wiedererscheinen des Zuges von Vulkanen und von abflusslosen Seen im Norden mit nicht geringer Sicherheit auf die Fortsetzung der grossen Dislocation schliessen.

Dieser Theil des östlichen Afrika lässt zwei grosse Tafelländer unterscheiden. Das eine ist das grosse Somali-Plateau, welches, gegen Osten abdachend, vom Golf von Aden bis Usambara herabreicht. Den Westrand dieser ausgedehnten Scholle bildet der bisher beschriebene Graben. Von 5° n. Br. angefangen wendet sich, wie es scheint, dieser Rand gegen Nordost und nördlich von 6—7° n. Br. fällt er zusammen mit dem steilen Abhange des Plateaus der Arussi, der die Richtung gegen Nordost fortsetzt. Im Lande der Ittu Galla, d. i. zwischen 9 und 10° n. Br., wendet sich die Richtung dieses steilen Abfalles ziemlich plötzlich gegen ONO. oder beinahe O., südlich von Herer jenen Tafelrand bildend, für welchen Fritzsche die Bezeichnung Djebel Achmar wieder in Vorschlag gebracht hat.² Von hier zieht derselbe Rand mit wenig veränderter Richtung über Dschaldessa bis gegen das Meer, in seiner weiteren Fortsetzung die südliche Küste des Golfes von Aden bis über Sokotra hinaus begleitend. Es bleibt daher für den Überblick über diesen Theil der Erdoberfläche die Beugung des steilen Tafelrandes im Lande der Ittu Galla, zwischen 9° und 10° n. Br., etwas östlich und südöstlich von Ankober, einer der wichtigsten Hauptzüge.

Zwischen 5° n. Br. und der Gegend östlich von Ankober verläuft längs dem Fusse des Abfalles der Arussi in der Richtung von Südwest gegen Nordost eine Zone tiefergelegenen Landes, welche gegen Südwest vom Omo entwässert wird, der sich in den abflusslosen Rudolf-See ergiesst, und welche gegen Nordost den Oberlauf des Haswasch umfasst, der in die gleichfalls abflusslosen Sümpfe und Seen von Haussa fliesst. Dieses tiefer gelegene abflusslose Land ist als die Fortsetzung des grossen abflusslosen ostafrikanischen Grabens anzusehen.

¹ Die Analyse anderer Sinter gibt Herr Rosiwal; diese Beiträge, II.

² G. E. Fritzsche, Die Karawanenstrasse von Zeila nach Ankober und die Kartographie der Grenzgebiete der Somali, Afar und Galla; Petermann's Mitth. 1890, XXXVI, S. 113—118, Taf. IX.

Gegen Nordwest ist das tiefliegende Gebiet begrenzt durch den Rand der abessinischen Tafel. Omo und Hawasch treten beide aus dieser Tafel hervor und setzen ihren Lauf in entgegengesetzten Richtungen im Graben fort. Diese Tafel scheint in ihrem südlichsten Theile mannigfaltiger und ihr Ostrand dort, wo die genannten Flüsse hervortreten, weniger geschlossen zu sein. Weiter im Norden, etwa von 9° n. Br. schliesst sich aber der Ostrand der Tafel zu einem zusammenhängenden, hohen Abstürze und dort geht der Abfluss zum Nil. Dieser hohe Ostrand erleidet ebenfalls in der Gegend von Ankober eine, wenn auch geringere Ablenkung, denn sein bisher gegen NO., später NNO. gerichteter Lauf wendet sich gegen Nord.

Durch das Auseinandertreten der Abstürze des Somali-Plateau's und des abessinischen Plateau's in der Gegend von Ankober wird die südliche und westliche Umgrenzung eines weiten, eigenartigen Dreieckes geschaffen, dessen dritte Grenzlinie das Rothe Meer bildet und welches nicht nur das ganze weitere Flussgebiet des Hawasch, sondern auch das ganze Land der Isa Somali und ganz Afar bis über 14° umfasst, wo der abessinische Abfall die Ufer des Rothen Meeres erreicht.

Dieses ganze dreieckige Gebiet werden wir, den geographischen Begriff einigermaßen erweiternd, Afar nennen und als einen Theil der Grabensenkung des Rothen Meeres ansehen. Es ist dasselbe gleichsam eine Erweiterung dieser Senkung. Während der Abfall des Somali-Plateau's über Dschaldessa hin die Fortsetzung der südlichen Küste des Golfes von Aden bildet, erleidet der Ostrand des abessinischen Plateau's in seiner nördlichen Fortsetzung, nahe südlich von Massaua eine leichte Beugung gegen NNW. und bildet von da an den westlichen Rand des Rothen Meeres.

So unterscheiden wir drei grosse Elemente in dem Baue dieser Landschaften, nämlich das Somali-Plateau, das abessinische Plateau und zwischen beiden das gesenkte Afar. Vorerst aber kehren wir noch einmal zu dem Graben südlich von Ankober zurück.

Schon etwa von 9° n. Br. an zeigt sich gegen Süd hin, nach Cecchi's Angaben, grössere Mannigfaltigkeit in den östlichen Theilen des abessinischen Hochlandes und weiter gegen Süd bildet dasselbe einen Wechsel von hohen Tafelbergen, zerrissenen Ketten und grünen Thälern. Mächtig und geschlossen ist dagegen der gegenüberstehende 2800—3000 m hohe Rand der Arnssi. Von den Monti Susa im nördlichen Kaffa (3296 m, $7^{\circ} 12' 30''$ n. Br.) hinüberblickend über den oberen Omo, sah Cecchi im Anblicke der Arnssi sich zunächst erinnert an den grossen Bruchrand der abessinischen Tafel, und der Abfall schien sich fortzusetzen zu dem hohen Gipfel Uosció in Ualamo, auf diese Art eine Erstreckung von 400 geographischen Meilen erreichend, „und“, fügt Cecchi hinzu, „ich wäre versucht, zu glauben, dass er sich schliesslich vereinigt mit den berühmten Bergen des äquatorialen Afrika“. ¹

Traversi, auf dem Berge Mai-Guddo, im Reiche Gimma (3500 m, beiläufig $7^{\circ} 40'$) stehend, sah von der Höhe des abessinischen Hochlandes herab den oberen Omo wie einen Pfeil hinabschiessend gegen Süd in die Ebene von Ualamo, in deren Mitte sich ein hoher Berg, Bolosa, erhob, bewohnt von den Sidáma und anderen Völkerschaften. Weit gegen Süd sieht man die Berge der Sidáma und die Richtung des Omo. ² Aller Sand in diesen Gegenden ist vulkanisch. Sanidin-Trachyt scheint die vorherrschende Felsart zu sein.

Wir gelangen nun an die Wasserscheide zwischen Omo und Hawasch. Dort, wo der Omo (Ghibié) aus dem abessinischen Hochlande hervortritt, ist, im Lande der Guraghé, die breiteste Lücke im Steilrande. Dieser hebt wieder an in dem hohen Berge Amberriçió, und südlich von den Quellen des Hawasch stehen

¹ „E che io sarai tentato a credere, che vada a finire coll'unirsi alle famose montagne dell'Africa Equatoriale“; A. Cecchi, *Da Zeila alle Frontiere di Caffa*, vol. II. Roma, 1885, p. 456. Dieser hohe Berg Uosció in Ualamo ist Wošo, der südlichste Punkt, welchen d'Abbadie's Visuren erreichen, und wird von diesem als 5060 m hoch bezeichnet (lat. $6^{\circ} 34' 0''$, long. $35^{\circ} 16' 3''$ Paris); Aut. d'Abbadie, *Géodésie d'Éthiopie*, 4^e. Paris, 1873, Pos. 805, Karte 10. — Nachdem der französische Reisende Hénou, in ähnliche Breiten vorgedrungen, den Berg Wošo nicht gesehen hat, zweifelt Abbadie selbst an seinem Bestande; *Compt. rend. Soc. Géogr. Paris*, 1888, p. 211, und *Géographie de l'Éthiopie*, 8^e. 1890, p. 177. Herr v. Höhnelt sagt mir, dass die Berge im NNO. des Stefanie-Sees, noch um 1° südlicher als der vermeintliche Wošo, allerdings von ganz besonderer Höhe sind. — Die Frage über die Existenz des Sees Abala, N. vom Stefanie-See, habe ich geglaubt, hier nicht berühren zu sollen.

² L. Traversi, *Lo Scioia ed i paesi limitrofi*; *Boll. soc. geogr. ital.* 1889, 3. ser., vol. II, p. 722.

wie es scheint an dem Steilrande selbst, die beiden grossen Vulkane Harro und Dendy. Borelli hat beide erstiegen, und in dem Krater eines jeden derselben einen See angetroffen; die Höhe des Harro beziffert Borelli auf 3288 m, jene des Dendy auf 3417 m.¹

Jenseits des Oberlaufes des Hawasch, in dem Buge desselben liegt noch ein grosser Vulkan, der heilige Berg Zuquala (2895 m, 8° 22' 50" Ceechi). Nach Traversi's Schilderung ist er ein abgestutzter Kegel, welcher einen Krater und in demselben gleichfalls einen kleinen See trägt. Zwischen dem Zuflussgebiete des Hawasch und jenem des Omo aber, gegen Osten hin, befindet sich innerhalb der Senkung eine selbständige Gruppe von grossen, abflusslosen, doch untereinander verbundenen Seen (etwa 7° 20' — 8°). Der nördlichste ist der Zuai, der mittlere heisst Hoggä: der dritte trägt mehrere Namen, so Orrorecciä, auch Dembél (d. h. See); man hat ihn nach einem jungen russischen Forscher See Buturlin genannt. Die Ufer dieses See's dürfte bisher noch kein Europäer betreten haben; der Fluss Uairä, welcher um den Südfuss der Masse des Berges Ambericciö herumfliesst, scheint in denselben zu münden.²

Der Zuai ist nach Traversi gegen Nord flach und von Wasserpflanzen umgeben, aber auf der Seite gegen die Arnssi, d. i. gegen NO., treten Laven hervor, welche ausschen, als wären sie gestern ergossen. Bimsstein bedeckt den Boden.³

Allenthalben treten hier die vulkanischen Bildungen hervor; Ceechi hat ein Bild der Landschaft veröffentlicht, welche man vom Gipfel des Zuquala gegen Süden überblickt. Im Vordergrunde erheben sich zahlreiche Kratere; jenseits derselben werden die grossen Seen sichtbar und den Hintergrund bildet der Abfall der Arnssi.⁴

Wir kreuzen nun am Zuquala den Hawasch. Auch hier, nördlich vom Zuquala, befinden sich zahlreiche Kratere. Es ist dieselbe Gegend, welche Ragazzi querte, als er in seiner Eigenschaft als Arzt das Heer des Königs Menelik auf dem Zuge gegen Harar begleitete. Von Antoto nuovo wurde aufgebrochen; unter dem M. Herer traf man viel vulkanische Asche und Lapihi, am Açaki schwarzen Trachyt mit Höhlen; links blieb der alte Vulkan Bocan, dessen Krater sich bei Regen mit Wasser füllt. Endlich erreichte man den Hawasch.⁵ Der genannte M. Herer ist nach Traversi's Angabe 3100 m hoch; die Seen Adä, fünf an der Zahl, liegen südlich von demselben; von diesen sind vier Krater-Seen. Die ganze Gruppe Adä ist gebildet von zahlreichen erloschenen Vulkanen, auf einer Linie von O. gegen W. gelegen, ohne einen einzigen Baum.⁶

Wir folgen thalwärts, d. i. gegen Nordost, dem Hawasch (Lumie) und treffen am Ufer dieses Flusses, schon fast im Angesichte von Ankober, den mitten aus dem Graben sich erhebenden, oft genannten Vulkan Dofané. Ragazzi hat ihn zuletzt beschrieben.⁷ Dofané ist der Gipfel einer ziemlich ausgedehnten Berggruppe. Schwefel findet sich an seinen Abhängen zwischen zwei Lavaströmen; heisse schwefelige Dämpfe treten

¹ J. Borelli, *Éthiopie méridionale*; gr. 8°. Paris, 1890, p. 267, 268; Ansichten beider Seen, p. 264; ebenso auch schon Bischof Cahagne in d'Abbadie, *Géogr. de l'Éthiopie*, p. 284 u. an and. Ort.

² Mt. Ambericciö ist viel höher als Zuquala (2895 m); auf dem Ambericciö wohnte zur Zeit der Reise Traversi's der sehr alte König Delbetö mit seinen Kindern und Kindeskindern, die allein ein kleines Heer bilden; Traversi, *Boll. soc. geogr. Ital.* 1888, 3. ser., vol. I, p. 124. Ich kenne nicht Stecker's See Miete in Petern. *Mitth.* 1883, S. 356.

³ Traversi ebendas. 1887, 2. ser., vol. XII, p. 269 u. folg., u. insbes. p. 590, wo eine Skizze des Zuquala, ferner 1889, 3. ser., vol. II, p. 715, mit einer Karte.

⁴ Ceechi, *Da Zeila etc.* II, p. 457.

⁵ *Il viaggio del Dott. V. Ragazzi da Antoto ad Harar*; ebendas. 1888, 3. ser., vol. I, p. 67 (Karte von dalla Vedova). Wichtig auch für die Kenntniss des Abfalles der Arnssi.

⁶ Der erste Krater-See heisst Kilolè und hat salziges Wasser; die beiden folgenden werden Bascioftü genannt; der vierte, Arsedi (Lago Verde bei Antinori) hat den Umriss der Ziffer 8; die Länge beträgt 1200 m, die grösste Breite 600 m. Der fünfte See, Ciulalacä, ist ein grosser flacher Sumpf. L. Traversi, *Da Entotto al Zuquala*, ebendas. 1877, 2. ser., vol. XII, p. 581 und folg. Die Gesteine, welche Ceechi an den Seen sammelte, beschreibt Grattarola; so z. B. Obsidian mit Bimsstein vom zweiten Bascioftü, blasige Lava vom Kilolè, u. a. Von der Höhe des Zuquala wird Sanidin-Trachyt angeführt. Am See Haddö sollen grosse Blöcke von Syenit liegen; *Campioni di Minerali e Roccié, racc. d. Cap. Ant. Ceechi; Da Zeila etc.* III, p. 510 und folg.

⁷ Ragazzi, *Una Visita al Vulcano Dofane*; *Boll. soc. geogr. Ital.* 1887, 2. ser., vol. XII, p. 344.

heute noch aus kleinen Solfataren-Öffnungen hervor. Der Gipfel scheint nicht erstiegen worden zu sein; man vermutet einen Krater auf demselben.

5. Nordrand der Somali-Tafel. Obwohl dieser Rand nur an weit von einander entfernten Punkten bekannt geworden ist, zeigen die Beobachtungen doch so grosse Übereinstimmung, dass sie ein Bild des Ganzen bieten.

Die Gegend von Harar hat Paulitschke beschrieben. Dschaldessa, 1096 *m* hoch gelegen, bezeichnet den Rand des vom Meere her ansteigenden, vorwaltend vulkanischen Gebietes der Isa Somali, welches hier zu Afar gerechnet werden soll. Bei Dschaldessa beginnt der steile Anstieg und in Egô erreicht man mit 2263 *m* den Rand des Hochlandes, zugleich die Wasserscheide gegen den Indischen Ocean. Die Stadt Harar liegt in 1856 *m*. Von Dschaldessa ansteigend trafen Paulitschke und Hardegger krystallinische Schiefer und Massengesteine, in der Nähe von Harar vorwaltend rothen Granit. Der Berg Hâqim, südlich von Harar, besteht aus horizontal geschichtetem versteinerungsreichem Kalkstein. Weiter gegen Süd trafen die Reisenden bis Bia korâba (beiläufig 8° 45') krystallinische Schiefer und Gneiss. Im Thale des Érer erscheinen wieder versteinerungsreiche, für jurassisch gehaltene Kalksteine.¹

Im Meridian von Zeila scheint die Fläche vom Meere her viel langsamer anzusteigen; im Angesichte der Berge verzeichnet Stuart King Höhen, welche nur zwischen 200 und 300 *m* schwanken. Dann erhebt sich zu etwa 1000 *m* der Dj. Ejlo in 10° 30' und südwestlich von demselben das Dâjër- (Affen-) Gebirge. Südlich von diesen Bergen liegt der von Stuart King nicht betretene hohe Gebirgszug, welcher den Tafelrand bildet. In der Küstenlandschaft wurde ehemaliger Meeresboden getroffen, bedeckt von einer mächtigen Schichte von Detritus metamorphischer und vulkanischer Gesteine. Die Masse des Ejlo besteht aus krystallinischem und geschichtetem Kalkstein, aus Gneiss und hornblendeführenden Felsarten. Das Dâjër-Gebirge ist im Norden aus vulkanischen Gesteinen gebildet, welche auf Gneiss ruhen sollen.²

Für die Gegend südlich von Berbera hat Haggenmacher Berichte geliefert. Das Tiefland besteht aus Madreporenkalk und jungen Sedimenten mit Muschelbänken. Bald folgt der Küste, schroff gegen das Tiefland abfallend, ein erster Höhenzug, welcher 1500 bis 2000, selten 2500 Fuss erreicht. „Es scheint, als ob die wüthende Brandung des Meeres einstmals diese Gebirgskette so ausgekerbt und dann successive zurücktretend das gleichmässig steigende Tiefland angeschwemmt hätte“. Dahinter, etwa 20 Stunden vom Meere, liegt der zweite Höhenzug, 5—6000 Fuss hoch, in seinem höchsten Theile, dem Gan Libah, sich bis 9500 Fuss erhebend. „Hoch, mit reicher Vegetation geschmückt, bietet er dem suchenden Auge keine Kluft, kein Thal.“ Beide Stufen sollen sich erst weit im Osten, bei Bosaso vereinigen, wo die zweite Stufe das Meer erreicht. Hinter dem ersten Bergrücken treten die krystallinischen Felsarten hervor. Die zweite hohe Stufe besteht vorherrschend aus Kalkstein; in den Thälern, welche alle der Südseite angehören, tritt Glimmerschiefer hervor. Wenige Stunden südöstlich von Berbera liegt ein erloschener Vulkan, welcher Schwefeldämpfe von sich gibt.³ Lagen

¹ Ph. Paulitschke, Begleitworte zur geol. Routenkarte für die Strecke von Zeila bis Bia-Worâba (Ost-Afrika); Mitth. geogr. Ges. Wien, 1887, S. 212—219, Taf. VI, u. dess.: Harar, Forschungsreise nach den Somäl- und Galla-Ländern, 80. Leipzig, 1888, darin insb. S. 467—498; Heinr. Wichmann, Bericht üb. d. petrogr. Untersuchung einiger Gesteine der Somäl u. Galla-Länder von Harar.

² Cap. J. S. King's Reisen im Lande der Êjssa- und Gadabûrssi-Somäl 1866, von Paulitschke; Petermann's Geogr. Mitth. 1877, S. 321—328, Taf. 17. Die Felsarten beschrieb Miss Raisin; Geol. Magaz. 1888, p. 414—418. Heath und Peyton sind auf ihrer 1885 ausgeführten Reise von Harar nach Berbera bei den Gurais-Bergen, O. von Harar, von der Tafel herabgestiegen und sind in die weite Mârar-Prairie gelangt, durch deren Fortsetzung King gegen Süd gereist ist. Heath und Peyton sind aber viel südlicher gereist, als King; sie sahen den Tafelrand von den Gurais-Bergen (9° 30') gegen SO. ziehen, und daher mag er noch ziemlich weit südlich vom Ejlo liegen. — Es verdient bemerkt zu werden, dass der auf älteren Karten vom Kenia ostwärts ziehende Steilrand in der Natur nicht vorhanden ist; vergl. hierüber Ravenstein in Proc. Geogr. Soc. 1884, p. 268.

³ G. A. Haggenmacher's Reise im Somali-Land, 1874; Petermann's Geogr. Mitth. 1876, Ergän.-Heft, Nr. 47. Der Vulkan Bor Dap, weit von hier, unter 48° ö. L. und 8° n. Br. wird beiläufig (S. 16) erwähnt; alle näheren Angaben fehlen. Dagegen dürften wohl die beiden vereinzelt schwarzen Hügel an der Meeresküste bei Ras Kimbetta, welche auch Menges

von festem rothen Thon, offenbar hervorgegangen aus der Zersetzung des Kalksteines, bedecken das Kalkgebirge. Es ist auffallend, dass James, welcher nach Haggenmacher von Berbera aus südwärts bis jenseits des 6°, also um etwa $2\frac{1}{2}^\circ$ weiter als dieser vorgedrungen ist, dort nur ein Plateau von rothem Sandstein erwähnt; für diese Angabe wäre Bestätigung erforderlich.¹

Noch weiter gegen Ost, gerade dort, wo nach Haggenmacher beide Höhenstufen sich vereinigen, kennen wir das Land durch Revoil. Zwischen Las Goré und Bender Gahan bildet junger Muschelsand, welcher streckenweise von noch jüngeren Basaltströmen überdeckt ist, das Flachland an der Küste. Er lehnt sich an den ziemlich steilen Abhang der Warsanghéli-Berge, welche sich sofort zu 1650 m erheben. Der tiefere Theil dieser Tafelberge besteht aus Gneiss-Granit; derselbe wird überlagert von einer flachgelagerten Serie von gypsführendem Mergel und von muschelführendem Kalkstein, welcher, wie schon gesagt worden ist, von Rochebrune dem Kalksteine von Antalo gleichgestellt, aber dem Neocom zugezählt wurde. Dieselbe Schichtfolge bildet, wie es scheint, das ganze Thal des Darror und tritt östlich von den Warsanghéli in den medjurtinischen Bergen wieder auf.

An einzelnen Stellen traf Revoil zwischen dem Gneiss und dieser Schichtreihe mächtige Lagen von versteinungslosem Sandstein, welche dieselbe Stelle einnehmen, wie Blanford's Sandstein von Adigrat im abessinischen Hochlande.²

So zeigt uns von Harar bis gegen sein östliches Ende der Rand der Somali-Tafel denselben Bau. Vor demselben liegt junge Meeresbildung und da und dort junger vulkanischer Ausbruch. Der Fuss des Randes, stellenweise wohl die ganze Höhe, besteht aus altkrystallinischen Felsarten. Auf diesen liegt, weite Strecken des Innern bedeckend, geschichteter Kalkstein. Streckenweise liegt zwischen Gneiss und Kalkstein eine Sandstein-Ablagerung.

Diese Zusammensetzung ist im wesentlichen dieselbe, welche Sokotra, die Südküste Arabiens und der nördliche Theil des abessinischen Bruchrandes zeigen.³

6. Afar. Es ist bereits gesagt worden, dass dieser Name hier in einem erweiterten Sinne das ganze Gebiet zwischen dem Rande der Somali-Tafel, jenem der abessinischen Tafel und dem rothen Meere umfassen soll. Dies ist ein dreieckiger Raum, welcher durch die Orte Ankober, Massana und Berbera beiläufig bezeichnet wird. Jedoch besitzt der schmale tiefliegende Saum am Meere auch jenseits von Massana und von Berbera dieselbe Zusammensetzung, welche Afar auszeichnet.

Die Küste, sagt Traversi, von der Strecke zwischen Massana und Zeila sprechend, ist für Meilen und Meilen eine Folge von Sand, von vulkanischen Schlacken und von Anhäufungen von Puzzuolan. „Das Land sieht aus, wie eine durch eine riesige Feuersbrunst zerstörte Gegend; Sodom und Gomorrha, wie sie beschrieben werden nach ihrer Zerstörung, erbleichen im Vergleiche zu Afar“.⁴

Wir wollen zunächst einen Blick auf die flachen Inseln des Rothen Meeres werfen.

Schon seit Ehrenberg's und Hemprich's Reisen ist es bekannt, dass die grossen Inseln Dahlak und Farsan niedrig sind, mit horizontaler Oberfläche, dass sie aus jungen Meeresbildungen bestehen, dass Korallen an ihrem Aufbaue nicht als Stücke, sondern in schichtförmiger Ausbreitung theilnehmen, und dass sie ihre höchst unregelmässigen und auffallenden Umrisse dem Umstande verdanken, dass überall dort, wo nicht widerstandsfähigere Massen, wie z. B. Korallen, schützend Stand halten, das Meer zerstörend tief in die mürben kalkigen Sedimente eingreift. Die grosse Insel Kanaran wurde von Faurot untersucht. Er

bemerkt, vulkanischen Ursprunges sein; Peterm. Mitth., 1891, S. 42. Von Fossilien aus dem Hochlande führt Haggenmacher Holzstämme und Helices an.

¹ F. L. James, A Journey through the Somali Country to the Webbe Shebeyli; Proc. geogr. Soc. 1885, p. 630.

² Rochebrune in Revoil an ang. O. p. 15—26; nach Rochebrune, Observat. géol. et paléont. sur la région habitée par les Gomalis et plus spéc. sur les Montagnes Ouaranguélis, 80. Paris 1852.

³ Atl. der Erde, I, S. 472 und folg.

⁴ L. Traversi, Appunti sui Danakili; Boll. soc. geogr. Ital. 1886, XXIII, p. 516.

bestätigte die Angaben Ehrenberg's und Hemptrich's auch für diese Insel unter Hinzufügung neuer Erfahrungen.

Thoniger Kalkstein, stellenweise 3—4 *m* hoch entblösst, bildet die Unterlage der Insel; er zeigt unter dem Mikroskop eingestreute vulkanische Asche. Über demselben liegt 4—8 *m* (an einer Stelle jedoch 30 *m*) hoch junger, mürber Kalkstein, mit Schalen heutiger Seethiere des Rothen und des Indischen Meeres. Die höchsten Lagen sind durch äussere Einflüsse erhärtet und springen als eine Gesteinsleiste vor. Faurot schliesst, dass die Trockenlegung der Insel rasch erfolgt sei, und nicht durch langsame Hebung. Die Insel scheint nur eine Fortsetzung der arabischen Küstenebene Tibania zu sein.¹

Diese Angaben erlangen dadurch Bedeutung, dass Faurot dieselben Ablagerungen in gleicher Beschaffenheit ausserhalb der Strasse Bab el Mandeb im Golf von Tadjura nachgewiesen hat. Hier ist aber die Schichtfolge vollständiger. Vulkanische Gesteine bilden die höheren und felsigen Theile der Ufer. Diesen sind schon von Obok her einzelne Schollen junger Meeresbildungen eingelagert. Den tiefsten Theil derselben bildet bei Obok thoniger Kalkstein mit eingestreuter vulkanischer Asche; weiterhin erscheinen Stücke von Trachyt, auch Bänke, welche ganz aus Kalk mit vielen Trachytbrocken bestehen. Darüber liegt der Kalk mit vielen Resten von Seethieren. Über diesem folgen die basaltischen Ergüsse. Mit Recht folgert Faurot, dass hier die Trockenlegung jünger als der Trachyt sei. Der Basalt ist jünger als der Trachyt.

Innerhalb der tiefen Bucht Gubbet Kharab im Innern des Golfes von Tadjura wiederholt sich die Erscheinung; diese Bucht selbst ist durch zwei Basaltzüge abgeschlossen, einen im Norden und einen im Süden, welche wahrscheinlich Theile eines einzigen Stromes sind, der einst die Bucht abdämmte und später wieder durchnagt worden ist. Der Meereskalk innerhalb Gubbet Kharab zeigt aber einstige offene Verbindung mit dem Meere an.

Dies führt zum abflusslosen See Assal. Hier folgen wir Aubry's Beschreibung.²

Dieser See liegt 20 *km* vom Strande des Golfes von Tadjura, 174 *m* unter dem Nivean des Meeres. Vulkanische Berge umgeben ihn wie einen Kessel. Er misst 12 zu 5 *km*. Ein Gürtel von Gypsablagerungen, 15 *m* mächtig, umgibt ihn rings; an seiner ganzen Westseite folgt innerhalb dieses Gürtels eine breite Zone von Kochsalz. Dies ist wohl der Grund, warum man ihn zunächst für einen Theil des Meeres gehalten hat, und zwar für ein Stück des Golfes von Tadjura.

Da jedoch Aubry zeigt, dass ringsum in beträchtlicher Höhe über dem Wasserspiegel den vulkanischen Ergüssen Asche und Tuffe zwischengelagert sind, welche nur Süsswasser-Conchylien (*Unio*, *Corbicula*, *Limnaea*, *Melania* u. a.) enthalten, kann diese Voraussetzung, von welcher übrigens Aubry nicht spricht, nur mit grosser Einschränkung zugelassen werden. Es ist möglich, aber nicht erwiesen, dass die Tiefe als solche ein Theil der einstigen Meerestiefe ist. Aber es muss anderseits festgehalten werden, dass dieser Kessel mit süsssem Wasser erfüllt war, wie die Conchylien zeigen, dass der süsse See unter klimatischen Einflüssen seinen Spiegel sinken liess, und dass Gyps und Salz hier wie im Todten Meer ohne unmittelbare Verdampfung von Meerwasser abgelagert worden sind.

Treten wir weiter Landeinwärts.

Der Richtung der Tiefenlinien des Golfes von Tadjura und des Gubbet Kharab entspricht weiter gegen West die Reihe von See'n und Stümpfen, in welchen der mächtigste Fluss von Afar, der Hawasch, verloren geht.

Dass diese Niederungen bis unter das Nivean des Meeres reichen, und dass der Hawasch durch die Auswürflinge und die Laven der zahlreichen Vulkane vom Meere abgetrennt worden sei, hat schon J. R. Roth

¹ L. Faurot, Sur les sédiments quatern. de l'île de Kamarane (Mer Rouge) et du golfe de Tadjoura; Bull. soc. géol. 1888, 3. sér. XVI, p. 528—546; auch Rochet d'Héricourt, Bull. soc. géol. 1846, 2. sér. III, p. 541, u. a. and. Ort.

² Aubry, Observ. géol. sur les Pays Danakili etc. p. 205 u. folg.

³ Aus dem Profil p. 207 würden sich 132—133 *m* über dem Wasserspiegel für die höchste Schichte mit Conchylien ergeben.

vermuthet.¹ Heute breiten sich weit um diese Niederungen Süßwasserablagerungen aus, kennbar durch die Conchylien, welche sie enthalten, und durch Lagen von Süßwasser-Diatomeen, so dass Dante-Pantanelli die Vermuthung äussern konnte, es habe das Land zwischen dem unteren Hawasch und dem Meere einstens ein weites Aestuarium gebildet, vielleicht grösser als das heutige Delta des Nil.²

Die Conchylien sind *Melania tuberculata* (von Prof. Pantanelli als *M. curvicosta* von der lebenden *M. tuberculata* für verschieden gehalten), *Corbicula fluminalis*, *Cleopatra bulimoides* n. a. Es sind dieselben, welche Aubry vom See Assal anführt. Prof. Pantanelli hat die Güte gehabt, mir *Melania* und *Corbicula* aus diesen Ablagerungen mitzutheilen und ich habe sie mit den von Herrn v. Höhnelt gesammelten Conchylien Herrn Prof. E. v. Martens übersendet.

Wir wissen vom See Abhebdad und seiner Umgebung ebenso wenig, als von der Tiefe des Assal, ob hier nachträgliche Senkungen vorliegen, oder ob durch vulkanische Anhängungen diese tiefliegenden Theile vom Meere abgeschnitten worden sind. Da jedoch nach wiederholten Angaben die Süßwasserschichten hoch über dem Flusse angetroffen wurden, muss wohl angenommen werden, dass auch im Gebiete des Hawasch, sei es nach der Senkung des Landes, sei es nach der Abdämmung der Tiefe, ein sehr ausgedehnter Süßwassersee oder mehrere See'n vorhanden gewesen sind, von welchen die heutigen Sammelbecken des Hawasch die geringen Reste darstellen. Auch diese Seen sind dem Klima erlegen.

Hiemit stimmt auch der Umstand überein, dass Chiarini, von Zeila nach Ankober reisend, bei Bilen den Abhang in drei Terrassen getheilt fand.³

Dann aber sind die heutigen Flussläufe erst während der Abdampfung der Seen entstanden (oder wieder erstanden), so wie der heutige Jordan erst während der Einengung des alten Jordan-Sees sich ausbilden konnte.

Ein ähnliches Gebiet zeigt sich im Norden von Afar. Der grosse Salzsee Alelbad in 14° n. Br., nahe unter dem grossen Bruchrande und nicht weit von der Stelle gelegen, wo dieser Rand gegen Massaua hin sich dem Meere nähert, ist abflusslos und seine Umgebung versieht ganz Abessynien mit Kochsalz. Phayre, welcher den nördlichen Theil der Salzebene erreichte, fand diesen Saum 193 engl. Fuss unter dem Meere.⁴

Weit und breit ist Afar mit Vulkanen bedeckt; viele von ihnen haben ihre Kratere erhalten. Ihre Ströme, Schlacken und Auswürflinge bedecken einen grossen Theil des Landes. Die Aschen sind den Süßwasserbildungen beigemengt. Noch reichen unsere Kenntnisse nicht hin, um irgendwelche bestimmte Anordnung dieser Vulkane zu erkennen, doch hat kürzlich erst Fritzsche hervorgehoben, dass eine Reihe grosser Vulkane, nach NO. gereiht, vom Dofane bei Ankober aus in das Land hineinstreicht. Es ist, als würde die Spalte, durch welche der Omo und der obere Hawasch fliessen, sich fortsetzen mitten nach Afar hinein. Diese Linie erhebt sich östlich von Hawasch und westlich von der versumpften Ebene Airolaf und dem grossen Flussbette, welches aus dieser sich parallel dem Hawasch fortsetzt. Die Vulkane Abida (1300m), Ajelu (1500m), Fejo, Janghudi zeichnen diese Linie aus.⁵

Äusserst zahlreich sind die Angaben über Kratere, Kratersee'n und heisse Quellen in Afar. Im Norden sind zwei thätige Vulkane bekannt, Dubbi und Oerteäle.

Der Vulkan Dubbi oder Vulkan von Edd liegt in etwa 13° 55' n. Br. Ein zerklüftetes Lavafeld reicht von dem Vulkan bis ans Meer. Zichy hat ihn im Jahre 1875 gesehen. Steudner hat Angaben über den am 7. Mai 1861 begonnenen Ausbruch desselben gesammelt. Die Eruption wurde bis Hodeida an der arabi-

¹ J. R. Roth, Schilderung der Naturverhältnisse in S.-Abessinien; Festschr., Akad. Wiss. München; 4^{te}. 1851, S. 9. n. Anm. 4, S. 27; auch Ch. Johnston, Travels in S.-Abessynia, I, p. 208. Die Frage, ob diese See'n wirklich tiefer liegen als das Meer, ist noch nicht völlig entschieden; vergl. Wichmann in Peterm. Mitth. 1886, S. 310, Anmerk. und ebendas. 1887, 93. In dieser Gegend fand Munzinger den Tod.

² D. Pantanelli, Note geol. sullo Scioa; Proc. Verb. Soc. Tose. Scienz. Nat. 1888, p. 169.

³ Cecchi, Da Zeila etc. I, p. 148.

⁴ Vergl. R. Phayre, Peterm. Geogr. Mitth. 1868, S. 68, Taf. VI.

⁵ G. E. Fritzsche, Peterm. Geogr. Mitth. 1890, S. 118, Taf. IX.

Denkschriften der mathem.-naturw. Cl. LVIII. Bd.

schen Küste gehört; am 18. Juli desselben Jahres fiel dichter Aschenregen auf dem Tana-Plateau des abessinischen Hochlandes.¹

Oerteale, der Rauchberg, befindet sich n.weit von Waldiddo, südlich von dem bereits genannten, unter der Meeresfläche liegenden Salzsee Alebad (Aolebodd bei Hildebrandt), dessen Flachland sich nordwärts, begleitet von vulkanischen Felsmassen und dem Schwefelberge Kibreale, bis zu den zahlreichen erloschenen Kraterbergen fortsetzt, welche an dem innersten Theile der Bucht von Adulis sich erheben. Hildebrandt hat Oerteale am 6. Januar 1875 erstiegen und sah im Krater aus den Spalten der Lava fortwährend weisse Dämpfe hervorqualmen, welche, vom Winde gefegt, in Wolken dahinzogen.²

So ist Afar gegenüber der abessinischen Tafel und der Somali-Tafel durch seine tiefere Lage ausgezeichnet, durch die zahlreichen Äusserungen junger vulkanischer Thätigkeit, und dadurch, dass der bei weitem grösste Theil des weiten Gebietes ohne Abfluss zum Meere bleibt. Alle diese Kennzeichen vereinigen Afar mit der Zone der grossen Spaltung, welche wir weit vom Süden her verfolgt haben. Es ist ein gesenktes Stüek der Erdoberfläche.

Der schmale, mit jüngeren Vulkanen da und dort besetzte Streifen Landes, welchen man längs der Ufer sowohl des Rothen Meeres wie des Golfes von Aden streckenweise antrifft, entspricht den Hauptmerkmalen von Afar. Ein Blick z. B. auf Vélain's Beschreibung von Aden reicht hin, um dies zu zeigen. Auch hier erhebt sich im Hintergrund der hohe Bruchrand; vor demselben liegt flach, wenig über dem Meere, der junge Meereskalkstein und erhebt sich die vulkanische Masse von Aden, in ihrem älteren Theile aus Trachyt, in dem jüngeren aus Basalt bestehend.³

Die Inseln selbst, wie Karaman, schliessen sich durch Übergänge an. Alle diese Gebiete sind mit jenem zu vereinigen, welches von den Wässern des Rothen Meeres und des Golfes von Aden bedeckt ist, wenn man ein richtiges Bild von der Ausdehnung der Senkungen erhalten will.

7. Der abessinische Bruchrand. Es ist nicht meine Absicht, den Rand der abessinischen Tafel ausführlich zu besprechen. Aus den Darstellungen vieler Reisender, sowie aus den Beobachtungen von Rochet d'Héricourt, Ferret und Galinier, insbesondere aus Blanford's Arbeiten ist bekannt, dass die archaischen Felsarten, welche in Begleitung von Phylliten Tigré und den ganzen Norden bilden, südwärts bedeckt werden von Sandstein und Kalkstein, welcher letztere den höheren Stufen der Juraformation zufällt. Alle diese Gesteine werden bedeckt von mächtigen Decken von Laven, welche jünger sind als die Kimmeridgestufe des Jura, aber älter als die Bildung des grossen Bruches. Der südliche Theil des äusserst mächtigen, streckenweise sich über 3000 m erhebenden Bruchrandes ist ausschliesslich aus diesen Laven gebildet.⁴

¹ Graf W. v. Zichy, Die Danakilküste; Peterm. Geogr. Mitth. 1880, XXVI, S. 134; Stendner, Bericht üb. seine Reise von Djedda nach Keren; Zeitschr. f. allg. Erkunde, Berlin 1862, neue Folge, XII, S. 60 u. 1864, XVI, S. 115. Die von Holdich mitgetheilten Nachrichten über einen thätigen Vulkan, mehrere Tagreisen S. von Fallé, beziehen sich vielleicht auf denselben Punkt; Carter, Rep. on the Survey Operations, Abyssinia, 1869; Parl. papers, 7603/4570, p. 8, Append. A.

² J. M. Hildebrandt, Erlebnisse auf einer Reise von Massäa in das Gebiet der Afer u. nach Aden; Zeitschr. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin, 1875, X, S. 32 u. folg., auch Verhandl. ders. Ges. 1875, I, S. 272 u. folg.; der Schwefelberg ist erwähnt bei d'Abbadie, Géogr. de l'Ethiopie, p. 24; Dagad heisst hier der tiefliegende Salzsee; ein Eingeborner berichtet: „A côté du lac de Dagad est un roc à caverne où durant les vagues du cazyab l'eau se jette en haut en poussière comme des nariues d'un marsouin. Près de là est une montagne qui fume toujours“; ebendas. p. 25. Dies ist wohl Hildebrandt's Rauchberg, und da dieser Bericht bei d'Abbadie wohl um etwa 30 Jahre älter zu sein scheint, dürfte sich hieraus eine längere mässige strombolische Thätigkeit des Berges vermuthen lassen.

³ Ch. Vélain, Descript. Géol. de la Presqu'île d'Aden de l'île de la Réunion, des Iles S. Paul et Amsterdam; 4°, Paris, 1878. Die Vulkane des Rothen Meeres wurden insbesondere beschrieben von Ferret et Galinier, Noto sur le soulèvement des cotes de la Mer Rouge et l'ancien canal des Rois; 8° Paris, 1847 (auch enth. in der Voyage en Abyssinie); Gumprecht, Die vulkan. Thätigkeit auf d. Festland v. Afrika, in Arabien u. auf d. Ins. d. Rothen Meeres; 8° Berlin 1849; auch Buist, Edinb. new phil. Journ. 1852, LIII, p. 32—38, u. an and. Ort.

⁴ Eine lehrreiche Karte des Absturzes von 11° bis jenseits 12° 30' hat Kiepert nach Stecker's Aufzeichnungen geliefert; Mitth. Afrikan. Gesellsch. 1886—89, V, S. 156, Taf. 5; vgl. auch die Schriften von Heuglin, Rohlf's, Raffray u. And.

Durch Aubry's Arbeiten weiss man nun, wie bereits erwähnt worden ist, dass auch für den ganzen Oberlauf des blauen Nil dieselbe Gesteinsfolge gilt, und dass in den tiefen Erosionsfurchen dieses Gebietes unter den Laven die flach gelagerte obere Juraformation, unter dieser das archaische Gebirge liegt.

Von Ankober verläuft der Abbruch zuerst gegen Nord, aber bevor Massaua erreicht ist, tritt, wie gesagt, eine leichte Ablenkung gegen NNW. ein, welche der Richtung des Rothen Meeres und der arabischen Küste entspricht. Gerade diese Stelle ist durch Baldacci kürzlich erforscht worden.¹

Ein Saum von jungen Anschwemmungen begleitet auch hier das Meer; viele kleinere Vulkane, welche ihre Bechergestalt völlig erhalten haben, erscheinen auch hier in diesem jungen Saume und ihre Laven breiten sich in demselben aus. Sie sind die Fortsetzung des Dnbbi, des Oerteale und des Schwefelberges Kibreale. Von dieser Art ist die Zusammensetzung der wüsten Halbinsel Buri, welche den Golf von Adulis gegen Osten und Süden einschliesst und so setzt sich auch das dem Meere zunächst gelegene Tiefland N. von Massana fort. Zwischen der Bucht von Adulis und jener von Massana tritt aber der aus archaischen Felsarten gebildete M. Ghedem (995 m) gegen das Meer vor. Er stürzt schroff an einem NNW. verlaufenden Bruche gegen das Meer ab. Das junge Schwemmland und die jungen Vulkane greifen von Zula, d. i. von Süden her hinter dem M. Ghedem eine Strecke weit in das alte Gebirge ein, diesen Berg theilweise abtrennend; es ist dies ein zweiter Bruch gegen NNW. Den Hauptbruch in der gleichen Richtung bildet endlich der Rand des Tafellandes, welcher von den Bergen von Habab, am Ostrande von Mensa und von Asmara herabläuft. Hier erreicht das Tafelland 1900—2500 m.

So befindet sich das Gebiet von Massaua bereits ganz unter dem Einflusse der gegen NNW. gerichteten erythräischen Brüche.

8. Der Jordan-Bruch und seine Fortsetzungen. Die Richtung der erythräischen Senkung setzt sich im Golf von Suez fort und Walther hat neuerdings gefunden, dass die Westseite des Sinai von Dislocationen durchschnitten ist, welche vorherrschend gegen SW. streichen.² Aber auch über den Golf hinaus sind Brüche vorhanden, da und dort begleitet von sporadischen Vorkommnissen von Basalt,³ und Schweinfurth's und Walther's Untersuchungen zeigen, dass bis über Kairo hinaus die Zertrümmerung des Bodens reicht.⁴

Wir wenden uns aber der Ostseite des Sinai zu, wo der Golf von Akaba mit einer vom Meridian ein wenig gegen Ost abweichenden Richtung in die archaischen Gebirge grabenförmig hineintritt. Es ist nicht meine Aufgabe, hier die älteren und bekannten Arbeiten von Russegger, der amerikanischen Expedition unter Lynch, von Osk. Fraas und L. Lartet anzuführen, durch welche die Art der Fortsetzung des Golfs von Akaba in das Wadi Araba, das Gebiet des Todten Meeres und in das Thal des Jordan festgestellt worden ist und aus welchen sich ergeben hat, dass die Tiefe des Todten Meeres durch eine grabenartige Dislocation gebildet ist, bei welcher der Ostrand steil herabsinkt, während die westlichen Abhänge in treppenförmigen Verwerfungen sich absenken. Hier soll nur erwähnt sein, welche weitere Bestätigung diese Erfahrungen durch Edw. Hull erfahren haben.⁵ Es ergibt sich, dass schon vom

¹ L. Baldacci, Osservazioni fatte nella Colonia Eritrea; Mem. descr. d. Carta Geol. d'Italia, vol. VI, 1891; Karte.

² J. Walther, Über Ergebnisse einer Forschungsreise auf der Sinai-Halbinsel n. in d. arab. Wüste; Verh. Gesellsch. Erdkunde, Berlin, 1888, Nr. 6; dess: Die Korallenriffe d. Sinaihalbinsel; Abh. math. phys. Cl. k. Sächs. Gesellsch. Wiss. 1888, Bd. XIV, insb. S. 443 u. folg. Karte, auch dess: Die Denudation in der Wüste; ebendas. 1891, XVI, S. 396 u. folg.; G. Schweinfurth, Sur une récente Exploration géol. de l'Ouadi Arabah; Bull. Instit. Egypt. Caïre, 1888, 2. sér. VIII, p. 146—162.

³ z. B. Beyrich, Sitzungsab. Akad. Berlin, 1882, X, S. 175 und die von Schweinfurth erwähnten Vorkommnisse des W. Araba.

⁴ J. Walther, L'Apparition de la Craie aux Environs des Pyramides; Bull. Institut. Egypt. 1888, Taf. u. G. Schweinfurth, Über die Kreideregion bei den Pyramiden v. Gizeh; Petern. Mitth. 1889, S. 1, Taf. I.

⁵ Insb. Edw. Hull, Mem. on the Geol. and Geogr. of Arabia Petraea, Palestine and adjoining Districts, with special Reference to the mode of formation of the Jordan-Arabah-Depression and the Dead Sea; 4°, 1886; Karten; vergl. insb. p. 105.

Meere her der Hauptbruch nahe dem Ostrande des Grabens verläuft, ganz wie dies am Todten Meere der Fall ist, dass aber auch schon im Süden einzelne begleitende Nebenbrüche bemerkbar sind und dass insbesondere schon in der Masse des Sinai ausser dem gegen NNO. streichenden Graben Brüche vorhanden sind, welche im Meridian verlaufen. Der Hauptbruch selbst verfolgt bekanntlich durch etwas mehr als drei Breitengrade die Richtung NNO., bis er nahe dem südlichen Ende des Todten Meeres unvermittelt in die reine Nordrichtung übergeht, welche er bis zum Hermon beibehält, um dort wieder gegen NNO. abzuweichen.

Dentlicher als aus den Angaben früherer Beobachter ist aus Hull's Beschreibungen ersichtlich, welche Bedeutung den horizontalen Terrassen zukommt, die das südliche Ende des Todten Meeres und weit das Wadi Araba hinauf, bis etwa im Niveau des Mittelmeeres auftreten und in welchen *Melania tuberculata* Müll. und mehrere Arten von Melanopsiden verrathen, dass das Becken dereinst bis zu dieser Höhe mit süssem Wasser gefüllt gewesen ist. Diese Terrassen und die alten Ablagerungen des Jordan-See's begleiten streckenweise die Gehänge weit aufwärts im Jordanthale und Noetling hat sie an dem südlichen Ufer des Tiberias-Sees gefunden, wo sie gleichfalls durch zahlreiche Melanopsiden ausgezeichnet sind.¹

Die hochliegenden Terrassen mit Süswassereconchylien, und zwar mit noch lebenden Arten derselben, unter diesen die schlammigen, wohl auch Gyps führenden Ablagerungen von Liçan, die Salzablagerungen des Dj. Usdom, endlich die Lauge im See selbst sind ebenso viele Denkmale, aus welchen ein künftiger Beobachter die Geschichte der klimatischen Schwankungen lesen wird, welchen dieser Theil der Erde in jüngerer Zeit unterworfen gewesen ist. Mit vollem Rechte hat Isr. Russell darauf hingewiesen, dass die Methode, welche bei der Erforschung der Terrassen der Binnenseegebiete der abflusslosen Gebiete von Nordamerika mit so grossem Erfolge angewendet worden ist, auch hier zur Anwendung zu kommen hätte.² Aber dieselben Erscheinungen wiederholen sich, wie wir gesehen haben, am Assal, am Hawasch, am Stefanie-See, am Rudolf-See, am Baringo und auch weiter gegen Süden, auf der ganzen Linie abflussloser Becken, welche hier genannt worden sind. Allerdings ist dabei nicht zu vergessen, dass vom Leopold-, vom Albert Edward-, wie vom Rudolf-See Spuren von ausserordentlich starken Schwankungen bekannt sind, welche erst den letzten Jahrzehnten angehören.

Durch Diener's treffliche Arbeiten kennen wir die Brüche nördlich vom See von Hule. Wohl setzen in den südlichen Theil des Libanon die treppenförmigen Verwerfungen in meridionaler Richtung eine Strecke weit fort, aber an beiden Abhängen des grossen Hermon erfahren sie eine Ablenkung gegen NO. Der Rücken des Dahr Lîtâni, eine Masse von Kreidekalkstein, bleibt wie eingeklemmt hängen zwischen den beiden grossen Horsten, dem Libanon und dem Antilibanon, und jenseits dieses Rückens beginnt die Bekâa, d. i. die Grabensenkung von Baalbek. Sie ist gegen NNO. gerichtet, 8—14 km breit und liegt 1500 bis 2000 m tief zwischen dem Libanon und dem Antilibanon. Mitten in diesem Grabenstücke liegt die Wasserscheide zwischen dem Orontes und dem Leontes und hier ist der Graben nicht mehr, wie in den südlichen Strecken, vom Meere abgeschlossen. Die Ablagerungen des braunen Jura im Süden des grossen Hermon bilden die ältesten hier sichtbaren Gesteine, aber die Höhe der begleitenden Horste macht nichts destoweniger die Bekâa zu einem der bezeichnendsten und auffallendsten Theile der grossen Dislocation.

Die treppenförmigen Verwerfungen an der Südostseite des Antilibanon, welche abfallen gegen Damaskus und mit einer stehenden Flexur vor dieser Stadt abschliessen, wenden sich aus NNO. fächerförmig mehr und mehr gegen NO. und treten gegen die palmyrenische Wüste hin in grosser Virgation auseinander. Es ist eine sehr bemerkenswerthe Thatsache, dass ein selbstständiger östlicher Ast, Dj. esch Scherkî, welcher sich an diese Virgation anschliesst, antiklinalen Bau annimmt, wie denn auch da und dort in den freiwerdenden Ästen Neigung zur Antiklinale zwischen den Brüchen einzutreten scheint.

¹ Insb. in F. Noetling, Die Lagerungsverhältnisse einer quartären Fauna im Gebiet des Jordanthales; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1886, XXXVIII, S. 807—823; Taf.

² Isr. Russell, The Jordan-Arabah Depression and the Dead Sea; Geol. Magaz. 1888, 3. Dec. vol. V, p. 337—344 u. 387—395; Hull ebendas. p. 502—504.

Bei Duclib unweit el Forklus in der palmyrenischen Wüste traf Diener pliocäne Meeresconchylien in 650 m Meereshöhe.¹

Der grosse Bruch endet nicht mit der palmyrenischen Virgation. Dass wir denselben noch weiter nach Nord zu verfolgen im Stande sind, ist das Verdienst M. Blanckenhorn's, dessen Angaben ich nun benütze.² Dem nördlichen Ende des Libanon folgt an der Küste die Ebene des Nahr el Kebîr. Es scheint eine grosse transversale Senkung vorhanden zu sein. Einzelne Basalkuppen erheben sich im Westen aus derselben und bald vereinigen sich diese zu einer ausgedehnten Basaltmasse, welche sich quer auf das Streichen des Libanon legt und sich ostwärts bis Homs erstreckt. Der obere Orontes, aus dem Graben der Bekâa hervortretend, umgeht diese Basaltmasse im Osten; innerhalb derselben aber beginnt, neuerdings in die Richtung des Meridians zurücktretend ein neues Stück des Grabens. Dieses in die Basaltmasse eingesenkte Stück ist die Bukei'a oder kleine Bekâa.

Der Wadi Chalid kommt mit dem gegen NNO. gerichteten Streichen des Libanon aus dem östlichen Gehänge desselben hervor und beugt sich dann nordwärts in die meridionale Senkung der kleinen Bekâa. Ein basaltischer Rücken, Dahr Hadhr, verschliesst gegen Nord die kleine Bekâa; jenseits desselben ist el Ghâb, die Grabensenke zwischen dem Ansârîje-Gebirge im Westen und dem Dj. Scheich Sabû, Dj. el Bâra und Dj. el Ala im Osten erreicht. Es ist eine bis 14 km breite, zum Theile versumpfte Ebene, in welche von Epiphaneia her der Orontes zurückgekehrt ist. Ihre Richtung ist streng meridional, wie der lange gerade Abbruch an der Ostseite des Ansârîje-Gebirges zeigt, welcher die Fortsetzung der Westseite der kleinen Bekâa ist. Bei Djisr esch Scheich, in 35° 50 n. Br. vereinigen sich die Staffelbrüche dieser langen Linie; das Ansârîje-Gebirge taucht unter die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe hinab, welche im Angesichte des Mons Casius tafelförmig sich ausbreiten, und der Bruch verschwindet.

Der westliche Abhang des Ansârîje-Gebirges ist wenig bekannt; Blanckenhorn hat dasselbe im Norden von Lâdakije gegen Djisr esch Scheich gekrenzt und Staffelbrüche gegen das Meer hin getroffen; die Bruchflächen scheinen gegen NW. und NNW. zu divergiren; vielleicht ist hier eine Virgation gegen West angedeutet.

Wir kehren zum Graben zurück. Gegen Norden hin zeigt seine Ostseite eine sehr bemerkenswerthe Erscheinung. Ein Nebengraben zweigt in der Richtung gegen NNO. ab; dies ist der Thalzug von Râdj. Zwischen diesen und dem nördlichen Theil des Hauptgrabens tritt keilförmig Dj. el Ala vor.

Die Grabensenkung von Râdj, welche selbst gegen NO. noch eine Verwerfung abgibt, umfasst drei kleinere abflusslose Gebiete. Ob sie noch weiter gegen Aleppo oder gegen die von Basalten umgebenen abflusslosen Niederungen von el Match und es Sabbachah sich erstreckt, gleichsam als eine Wiederholung oder Fortsetzung der palmyrenischen Virgation, das ist unbekannt. Das Land ist schwer zugänglich und wenig widerstandsfähige Sedimente der zweiten Mediterranstufe bedecken dasselbe; grosse Basaltergüsse dehnen sich ans. Allerdings aber kommt nördlich von Râdj noch einmal in kleinerem Ausmaasse die meridionale Richtung zur Geltung durch einen Sprung, welcher von Süd gegen Nord in den Dj. Ala hineinsetzt.

Die Ergebnisse Blanckenhorn's sind von grosser Bedeutung. Wir sehen, dass der Graben nochmals in die meridionale Richtung zurückkehrt, dass der Basalt von Homs älter als der Hauptbruch und selbst zum Theile versenkt ist; endlich zeigen sich gegen Norden, in das Gebiet des Grabens übergreifend, die Reste eines jungtertiären, von *Unio* und *Vivipara* bewohnten Sees, vielleicht von gleichem Alter wie die levantischen Palädinenschichten, und seine Sedimente sind gleichfalls von der Senkung betroffen.

¹ C. Diener, Die Structur des Jordangebietes; Sitzungsab. Akad. Wien, 1885, XCII, S. 633—642, Karten, u. insb. dess. Libanon, Grundlinien d. phys. Geogr. und Geol. von Mittel-Syrien; 8°, Wien, 1886.

² M. Blanckenhorn, Syrien in seiner geolog. Vergangenheit; Ber. d. Vereines f. Naturk. in Cassel, XXXVI u. XXXVII (für 1889 u. 1890); dess.: Das marine Pliocän in Syrien, Denkschr. Akad. Wien, 1890. LVII, S. 591—620; dess.: Das marine Pliocän in Syrien, 8°, Habilit. Schrift, Erlangen, 1891, u. insb. Grundzüge d. Geol. u. phys. Geogr. v. Nord-Syrien, 4°, Berlin, 1891, mit geol. Karte, vergl. auch G. E. Post, The Chains of Cassius and Amanus; Proc. geogr. Soc. London, 1886, VIII, p. 94—98.

Djisr esch Scheich, wo die Staffelfröche der Ostseite des Ansärije-Gebirges sich vereinigen, liegt in $35^{\circ}50'$ n. Br.; der meridionale Sprung, welcher von der Senkung von Rüdj in den Dj. el Ala setzt, ist von Blanckenhorn bis etwa $36^{\circ}4'$ verzeichnet. Dies sind die nördlichsten sichergestellten Spuren dieser grössten linearen Dislocation der Erdrinde. Es ist deutlich erkennbar, dass sie gegen den Rand der eurasiatischen Faltungen hin sich vermindert und das Bestreben hat, zu zersplittern.

Zur nähern Feststellung des Verlaufes des Faltenrandes sind wir wieder auf Blanckenhorn's Beobachtungen angewiesen. Mit Recht, meine ich, betrachtet er die Aufrichtung der Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe, welche er SW. von Killiz gegen das Kurden-Gebirge hin beobachtete, als das Anzeichen dieser Grenze. Dann folgt gegen Nordwest das, wenn auch nur mässig gefaltete Kurden-Gebirge, aus Kreide und Eocän bestehend, wie die vorliegenden Tafeln, doch unter Hinzutritt von Norit (oder Gabbro) und Serpentin, und hinter dem Kurden Gebirge erhebt sich das gefaltete paläozoische Hochgebirge des Gıran Dagh.

Hienach scheint es aber keinen Zweifel zu unterliegen, dass, so wie das Kurden-Gebirge, so auch Casius und Amanus, die Fortsetzungen der Insel Cyprien, als Vorlagen des taurischen Bogen zu zählen sind. Die Basalte des Vorlandes treten in das Faltengebirge ein, obwohl der grosse Bruch vor demselben sich zersplittert. Der Bogen des Orontes oberhalb Antiochia zeigt das Heraustreten des Flusses aus dem Ende des Hauptgrabens und sein Übertreten in die Richtung des taurischen Streichens an. Hienach mögen es, in der Sehne des Orontes-Bogens gemessen, wohl nicht mehr als 20–30 km sein, welche den westlichen Rand des Hauptgrabens el Ghâb von dem Aussenrande der taurischen Falten am M. Casius trennen.

9. Übersicht. Folgende Theile sind in den besprochenen Gebieten zu unterscheiden:

1. Schon vom 16. oder 15. Grad s. Br. an sieht man, wie zwei meridional verlaufende, steile Ränder archaischer Tafeln in Entfernungen, welche mindestens 50 und höchstens 80 km betragen, das Thal des Shiré-Flusses und weiterhin den Nyassa-See umgrenzen. Die Axe dieses Gebietes liegt zwischen 35° und $35^{\circ}20'$ ö. L. Greenw.

2. Gegen das nördliche Ende des Nyassa, beiläufig in 10° s. Br. findet eine plötzliche Ablenkung dieser Tiefe gegen NW. statt. In der gegen NW. streichenden Fortsetzung, jenseits des See's, erscheinen junge Vulkane. Vielleicht setzt sich die abgelenkte Senkung am Leopold-See fort.

3. Gerade N. vom Nyassa ist archaisches Hochland und ist keine Fortsetzung dieser Senkung bekannt, aber in 6° s. Br. im Districte Ilindi, W. von Mpwapwa, etwa in $35^{\circ}25'$ ö. L. erscheint eine auffallende Strecke gesenkten Landes, auch trockener Seeboden.

4. Der Manjara-See liegt als eine abflusslose Senke am Ostfusse der Man-Kette, deren Absturz hier gegen NNO. streicht. In 4° s. Br., in der Breite des Meru und des Kilimandscharo, wendet sich dieser Absturz in die meridionale Richtung.

5. Nun, von 3° s. Br., beginnt der grosse Graben, welcher bis an das südliche Ende des abessinischen Hochlandes, d. i. bis 5° oder $5^{\circ}20'$ n. Br. reicht. Der Meridian 36° ö. L. läuft durch den Natron-See, knapp westlich vom Naiwascha, nahe östlich vom Baringo und durch den Rudolf-See; 36° ö. L. kann als die Axe des Grabens angesehen werden.

6. Jenseits des Stefanie-Sees deuten alle Anzeichen auf eine weitere grabenförmige Senkung, welche gegen NO. streicht und einerseits von den Abfällen des abessinischen Hochlandes, anderseits vom Tafelrande der Arussi (Somali-Scholle) begrenzt ist. Sie umfasst den Unterlauf des Omo und den Oberlauf des Hawasch; in ihrem NO.-Ende liegt der Vulkan Dofané bei Ankober.

7. Ganz Afar ist gesenktes, von jungen Vulkanen überdecktes Land. Vielleicht bezeichnet die Vulkan-kette, welcher der Vulkan Janghudi angehört, die Fortsetzung des Omo-Grabens in die Senkung von Afar. Ankober, dessen Lage wir nach Martini auf $9^{\circ}30'14''$ n. Br. und $39^{\circ}51'12''$ ö. L. setzen, bezeichnet eine Beugung des östlichen Abfalles der abessinischen Scholle. Der Ostrand ist durch einen gewaltigen

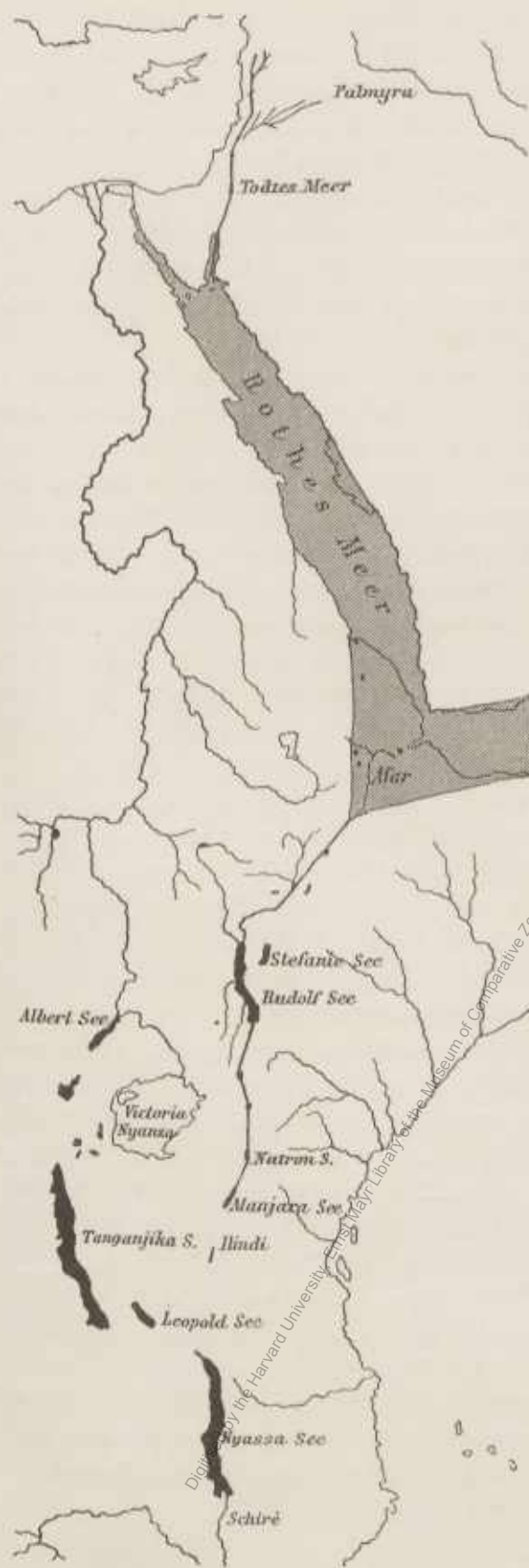


Fig. 1. Schematische Übersicht der Spaltung und des Einbruches zwischen 35° und 36° ö. L.

Abbruch dargestellt, welcher von Ankober nordwärts nahe W. von 40° ö. L. in der Richtung des Meridians verläuft.

8. Die erythräische Senkung streicht gegen NNW.; an der Bucht von Annesley in 15° n. Br. gehört die vulkanische Zone, welche die Küste begleitet, wie Baldacci's Karte zeigt, ganz der erythräischen Richtung an.

9. In 27° 44' liegt Râs Muhammed, die Südspitze des Siuai; in 28° n. Br. greift der Graben des Golfes von Akaba in das Gebirge ein; sein Streichen weicht ein wenig gegen Ost vom Meridian ab; der Hauptbruch liegt an der Ostseite, und zwar an seinem südlichen Ende etwa in 34° 40' ö. L.

10. Da der unter dem Berge Hor herlaufende Hauptbruch sich mit seiner NNO-Richtung noch im südlichen Theile des Todten Meeres bemerkbar macht, kann man die Araba-Senkung allenfalls noch bis 31° 10' n. Br. rechnen; nun folgt der meridionale Bruch des Todten Meeres und des Jordanthales; seine Axe liegt zwischen 35° 20' und 35° 30' ö. L.

11. In 33° 10' bis 33° 20' n. Br. vollzieht sich am W. Hasbani und gegen den Südfuss des grossen Hermon in die Beugung aus der meridionalen Richtung des Jordanthales und die NNO-Richtung der Bekâa. Diese Richtung hält an bis etwa 34° 30' n. Br. und dann tritt am N-Ende des Libanon die neuerliche Beugung in die meridionale Richtung ein.

12. Die meridionale Senkung der kleinen Bekâa und des Ghâb folgt dem Meridian 36° 20' ö. L.; sie lässt sich am östlichen Fusse des Ansârîje-Gebirges bis gegen Deirkusch, N. von Djisir esch Seheich, d. i. bis etwa 35° 58' n. Br. verfolgen.

13. In 35° 42' n. Br. geht von diesem Graben das gesenkte Gebiet von Rudj gegen NO. ab.

14. Ein kleiner meridionaler Bruch geht von diesem gegen Dj. Ala ab; sein Lauf folgt 36° 30' ö. L. und er reicht etwa bis 36° 4' n. Br.

Aus diesen Ziffern ergibt sich, dass mehrere meridionale Stücke vorhanden sind, und dass, unter wiederholten Ablenkungen, das Bestreben ständig bleibt, in die Richtung des Meridians zurückzukehren. Das erste meridionale Stück ist das Nyassa-Stück in 35° bis 35° 20' ö. L. Es folgt die kleine Strecke in Ilindi in 35° 25', dann der grosse Graben mit der Axe in 36°. Nach der Ablenkung am Omo liegt das meridionale Stück des abessynischen

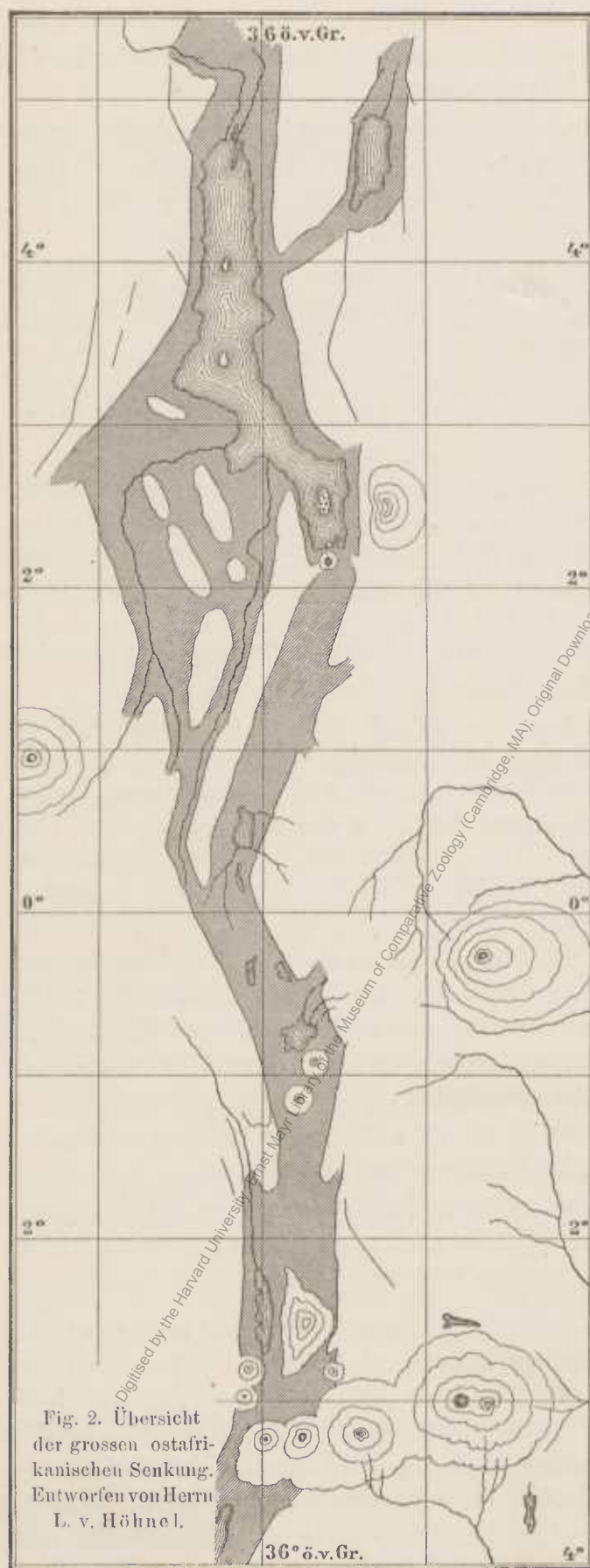


Fig. 2. Übersicht
der grossen ostafri-
kanischen Senkung.
Entworfen von Herrn
L. v. Höhnel.

Randes nahe 40° . Es folgt das Rothe Meer und Wadi Araba; die meridionale Strecke des Jordan liegt zwischen $35^\circ 20'$ und $35^\circ 30'$, die Senke des Ghâb in $36^\circ 20'$, und der letzte kleinere meridionale Sprung in $36^\circ 30'$ ö. L.

Es wiederholt sich also nördlich von der abessinischen Masse die Neigung der planetarischen Oberfläche, in meridionaler Richtung, und zwar beiläufig auf demselben Meridian zu spalten.

Es ist ferner deutlich ersichtlich, dass diese Neigung zu meridionaler Zerspaltung mit der Annäherung an die taurischen Falten nicht mehr im Stande ist, in gleicher Weise wie in südlicheren Breiten zur Geltung zu gelangen; Virgation und Zersplitterung treten ein und nahe vor dem Rande der eurasiatischen Grenzbogen erfolgt das Ende. Die Schaarung der taurischen mit den iranischen Faltungen, bedeckt von Laven und Vulkanen, liegt nicht gar zu weit gegen NO.; sie bleibt ohne jeden kennbaren Einfluss auf die grosse meridionale Spalte, welche ganz dem Vorlande angehört.

Die geradlinigen seismischen Stösse, welche, wahrscheinlich auf der Ausbildung von Blättern beruhend, quer über die Falten der Alpen hinlaufen, setzen sich häufig weithin geradlinig in das Vorland fort, wie z. B. von Wiener-Neustadt in Nieder-Österreich quer durch die Alpen bis Leitmeritz in Böhmen oder gar bis nach Sachsen.

Die etwa 40 km lange, gerade Linie von Basaltbergen, welche Zlatarski S. von Sistow antraf, welche quer auf den Balkan gegen NNO. verläuft, scheint nicht nur das Vorland, sondern auch den in Balkan selbst zu schneiden.¹ Um so bemerkenswerther ist die Thatsache, dass in Syrien die grosse Zerspaltung des Vorlandes im Angesichte der Falten sich zersplittert und endet.

Es ist wohl auch die Annahme berechtigt, dass die Ausbildung dieser grossen Kluft überhaupt in Syrien in der Richtung von Süd gegen Nord stattgefunden hat. Was wir durch Diener vom südlichen Ende des Antilibanon, durch Blanckenhorn vom nördlichen Ende des Libanon wissen,

¹ G. N. Zlatarski, Geol. Untersuch. im Centralen Balkan; Sitzungsber. Akad. Wien, 1886, XCIII, S. 328; vergl. Toula's Karte in Denkschr. Akad. Wien, 1889, LV.

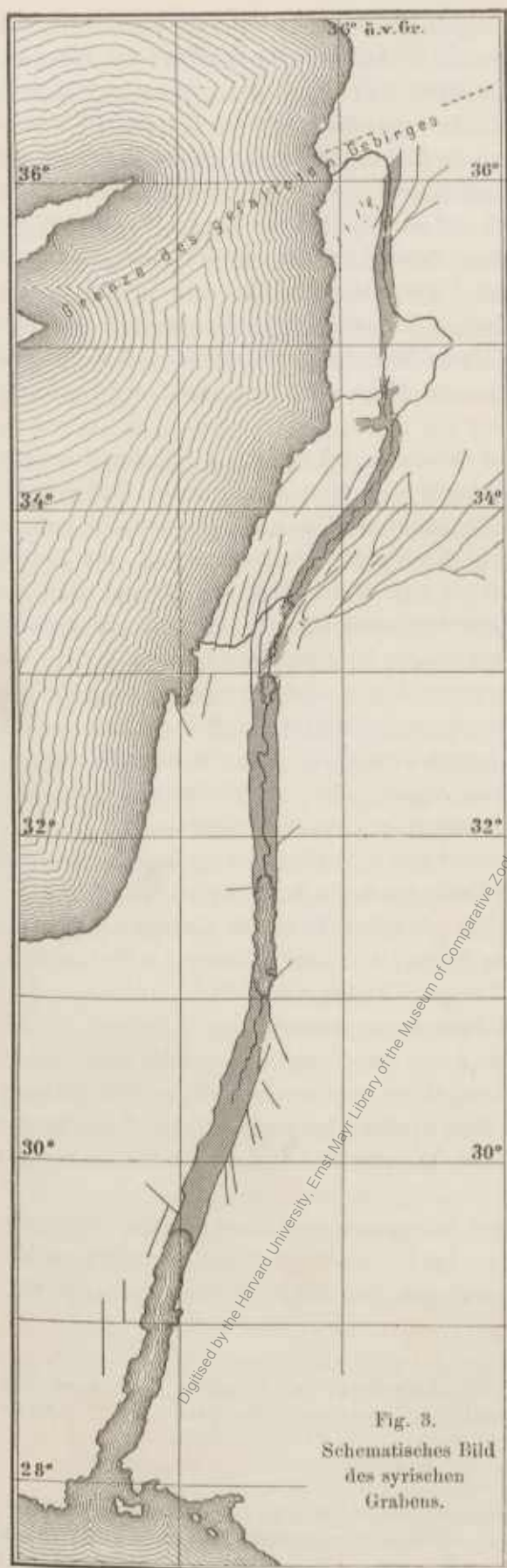


Fig. 3.
Schematisches Bild
des syrischen
Grabens.

spricht entschieden dafür, dass die meridionale und geradlinige Zerklüftung in ihrem Fortschreiten gegen Nord an einer solchen Stelle Widerstand gefunden oder doch in abweichender Richtung minderen Widerstand angetroffen hat und auf diese Weise abgelenkt worden ist. Wir haben uns daher eine erste sprungweise Eröffnung der Kluft von Süd gegen Nord in Syrien vorzustellen.

Wenden wir uns nun dem Süden zu.

Das schematische Bild eines zwischen zwei parallelen Verwerfungen abgesunkenen Streifens der Erdrinde, wie man es für einen Graben als bezeichnend anstellt, lässt sich nach den vorliegenden Darstellungen nicht auf jene merkwürdige gesenkte Region anwenden, welche vom Manjara-See nordwärts bis zum südlichen Ende der abessinischen Scholle durch etwa 9 Breitengrade sich erstreckt. Allerdings sind einzelne sehr lange lineare Randbrüche vorhanden, wie z. B. die Mau-Kette, oder richtiger, der Absturz des Tafellandes, welchem dieser Name beigelegt worden ist. Auch treppenförmige Abstürze gegen die Senkung fehlen nicht. Aber im Ganzen gleicht dieses Gebiet allem Anscheine nach mehr einer lange fortlaufenden Zone der Zertheilung der Erde in längliche Schollen und Trümmer, wie solche entstehen mag, wenn ein in grosser Tiefe vorhandener Spalt gegen oben in zahlreichelange und und sich maschenförmig durchkreuzende Klüfte wäre zersplittert worden, welche Trümmer und Schollen dann in ihrer Gesamtheit, aber zu ungleicher Tiefe abgesunken wären. Jüngere Laven und Aschen wären dann zwischen den Trümmern aufgestiegen, das heutige Bett der Senkung theils auebend und theils in demselben die Mulden abschliessend, in welchen die Reihe der abflusslosen See'n liegt. Dieses wäre auch die Erklärung des Nebengrabens des Trguell, welcher, wie Jackson gezeigt hat, zu dem Riesenvulkane Elgon führt, und des Keria, und so möchte vielleicht auch die eigenthümliche Zersplitterung leichter zu verstehen sein, welche am südlichen Ende der abessinischen Scholle einzutreten scheint.

Auf der ganzen Linie aber, von Süd bis Nord war in jüngster Zeit und ist zum Theile noch heute die vulkanische und seismische Thätigkeit eine sehr beträchtliche. Die Erdbeben, welche in unseren Tagen so oft den syrischen Brüchen folgen, die Episode von

Sodom und Gomorrha, der vulkanische Ausbruch, welcher im Jahre der Hedsehra 654 (1258 n. Chr.) in der Nähe der Stadt Medina eintrat¹ und jenseits des Rothen Meeres all' die vulkanischen Schlünde von Afar, der ranchende Oerteale und der Ausbruch des Dubbi bei Edd im Jahre 1861, die Linie grosser Asehenkegel, welche über den Janghudi zum Dofané und zum Zuqala führt, Herer und Dendy, deren Kratere mit Wasser gefüllt sind, wie jener des Zuqala, dann Kullall und Elgon, die Reihenvulkane der Höhnel-Insel und der letzte Ausbruch des Vulkans Teleki, weiters die vielen grösseren und kleineren Ausbruchstellen bis zum Kenia und zum Kilimandscharo, endlich bis zum Doenje Ngai und ausserhalb dieser Zone z. B. die thätigen Vulkane, welche neuerlich Emin Pascha in der Nähe des Albert Edward-Nyanza entdeckt haben soll, sie sind insgesamt Zeugen labiler tellurischer Zustände auf diesen Linien. Man begreift, dass das Volk solche Vorkommnisse mit seinem Sagenkreise verbindet, dass die häufigen Erdbeben am Tanganyika von den Eingebornen als die Klagen und Warnungen des Sturmdämons Kabogo bezeichnet werden,² und dass bei den Somali's sogar behauptet wird, vor der Noachischen Fluth habe das Meer nicht bestanden, welches heute Arabien von Afrika trennt.³

Die Frage, in welche Zeit etwa die erste Anlage dieser Brüche zurückreiche, ist bei dem heutigen lückenhaften Zustande unserer Kenntnisse nicht auch nur mit einiger Schärfe zu beantworten. Vielleicht ist die Vermuthung nicht zu gewagt, dass die eigenthümlichen Merkmale der Fauna des Tanganyika auf ein höheres Alter dieser Einsenkung schliessen lassen. Aber auch dies ist nur eine Vermuthung. Die Laven, welche die dem grossen Graben zugekehrten Abstürze von Leikipia oder Mau bilden, sind offenbar älter, als der grosse Graben selbst. Gerade so sind die Laven des abessinischen Hochlandes älter als der östliche Absturz, welcher sie durchschneidet, und dasselbe gilt von den meisten hochliegenden Basalten Syriens, in welche z. B. bei Homs die kleine Bekâa eingesenkt ist. Diese älteren Laven sind aber selbst schon die Anzeichen gewaltiger Störungen, welche jenen Dislocationen vorangegangen sind, die wir heute sehen.

Die Thatsache, dass Flusspferde und Krokodile im grossen Graben leben, dass die wenigen Conchylien, welche aus den Terrassen des Rudolf- und Stefanie-See's bekannt sind, der Nil-Fauna entsprechen, und dass sich dies in Afar wiederholt, deutet auf eine heute verloren gegangene Verbindung mit dem Nil. Wir erinnern nur, dass die Grabensenkung des Semliki mit Albert und Albert Edward Nyro heute einen Theil des Oberlaufes des Nil bildet, und dass Jackson eine Kette von See'n fand, welche vom Elgon bis zum Nil sich erstreckt. Ist ein Stück eines alten Zulaufes des Nil mit seiner Fauna in die heute abflusslose Senkung aufgenommen worden? Wir wissen es nicht, aber es scheint, dass sehr bedeutungsvolle Vorgänge in dem heute abflusslosen Gebiete jünger sein müssen, als die heutige Flussfauna des Nil.⁴

Bekanntlich treten auf der Landenge von Suez unter noch keineswegs ganz erklärten Umständen, ja bis in die Wüste Tih hinaus Spuren der Nilfauna auf, und einzelne Arten derselben haben sich bis heute innerhalb des Jordan-Bruches im See von Tiberias, lebend erhalten. Auch hier werden wir zu dem Schlusse geführt, dass die Abschliessung dieser gesenkten Theile von dem heutigen hydrographischen Netze jünger sei als die Thierwelt des Nil, und die Geschichte dieser Flussfauna gestaltet sich so zu einem für die Vergangenheit dieses Theiles der Erde wichtigem Probleme.

Auf der anderen Seite sehen wir Meeresablagerungen, welche gewisse erythräische Kennzeichen, wie *Ostrea Forskali* u. and. enthalten, in dem Gebiete des Mittelmeeres bei Kairo und eine Strecke aufwärts im Nilthale in dem ziemlich beständigen Niveau von 200 Fuss auftreten und auch in viel südlicheren Breiten wer-

¹ J. D. Burckhardt's Reisen in Arabien; 8^o Weimar, 1830, S. 547, Anmerkung; auch Doughty, Proc. geogr. Soc. 1884, u. ser. VI, p. 394, wo auch die zahlreichen kleinen Ausbruchstellen auf den basaltischen Tafeln des W. Arabien erwähnt sind.

² E. C. Hore, Proc. geogr. Soc. 1889, u. ser. XI, p. 583.

³ A. d'Abbadie, Géogr. de l'Éthiopie, p. 345.

⁴ Die ansternähnlichen Muscheln, welche Stecker am Tana-See sowohl lebend, als auch in vulkanischem Tuff fand, zeigen wohl, dass auch im heutigen Flussgebiete des Nil seit der Existenz der Ethenen vulkanische Ausbrüche stattgefunden haben; Mitth. afrik. Gesellsch. 1881—83, III, S. 28.

den, allerdings seltener, so hoch liegende Meeresbildungen angeführt.¹ Damals musste die erythräische Senkung schon vorhanden gewesen sein, wie dies die Meeresfauna andeutet, während zugleich die Fauna des Nil weit abgetrennt sein musste von dem heutigen Syrien. Das Meer ist nie in die Jordan-Senkung getreten.

Am Todten Meere aber treten bis beiläufig in das Niveau des heutigen Mittelmeeres reichende Ablagerungen aus einer Zeit auf, in welcher das ganze Jordangebiet mit einem grossen Süsswassersee gefüllt war. Dieser Umstand macht allerdings wahrscheinlich, dass damals der Strand des Mittelmeeres nicht sehr wesentlich von dem heutigen abwich, sonst wäre der See nicht süss gewesen. Die Zeit grösserer Füllung der abflusslosen See'n ist in Nordamerika mit Recht oder Unrecht der Glacialzeit gleichgestellt worden, und eine ähnliche Vermuthung ist auch für den grossen Jordansee bereits wiederholt ausgesprochen worden. Jedenfalls sind seit dem Entstehen dieser Senkung hier sehr beträchtliche klimatische Schwankungen eingetreten. Spuren ähnlicher Schwankungen haben wir auch am unteren Hawasch, am Stefanie-See, Rudolf-See, Baringo u. a. kennen gelernt. Dort aber und insbesondere auch am Leopold und am Albert Nyanza sind so ausserordentliche klimatische Schwankungen aus den heutigen Tagen zu verzeichnen, dass besondere Vorsicht in Schlussfolgerungen nöthig ist.

Für den nördlichsten Theil der syrischen Senkungen endlich besitzen wir insoferne einen unmittelbaren Nachweis sehr geringen Alters, als nach Blanckenhorn's Angaben die Verwerfung des Dj. el Ansârîje und Dj. el Koseir pliocäne Süsswasserbildungen durchschneidet und der Ghâb erst nach diesem Abschnitte der Pliocänzeit versenkt worden ist.²

Insoweit nun solche Vermuthungen unter dem Vorbehalte weiterer Belehrung zulässig sind, haben wir für jetzt anzunehmen, dass der Tanganyika das älteste Glied zu sein scheint, und dass die meridionalen Brüche im Norden jünger als ein pliocäner Süsswassersee, welcher einst an der Stelle des mittleren Orontes bestand, — die Terrassen des Jordan-See's jünger als das Eindringen des Rothen Meeres gegen Kairo, folglich jünger als die erythräischen Spalten, — dass die Spaltenbildung in der ganzen Ausdehnung oder doch in wesentlichen Theilen jünger als die heutige Süsswasser-Fauna des Nil, dagegen älter als gewisse grosse klimatische Schwankungen, und dass sie heute noch in ihrer ganzen Länge in Ausbildung begriffen sei, wie Vulkane und Erdbeben anzeigen.

Betrachtet man auf einer Landkarte die räumliche Anordnung dieser grossen Linien, so ergibt sich ein eigenthümliches Bild. Victoria Nyanza, so weit wir wissen von abweichendem Baue, wie auch der Umriss ein anderer ist, liegt umgeben von solchen Gräben: Leopold- und Tanganyika gegen SW., Albert- und Albert Edward in NW., und der meridionale Sprung in Osten. Weiters scheint ein eigenthümliches Zusammentreffen von Senkungen in dem Gebiete von Ankober stattzufinden, wo Afar beginnt.

Diese grossen und, so weit wir sie bis heute kennen, eine so eigenthümliche räumliche Anordnung zeigenden Bruchlinien lassen sich nicht vergleichen mit dem peripherisch und radial angeordneten Bruchnetze irgend einer maldenförmigen Senkung, wie z. B. des süddeutschen oder des nordfranzösischen Senkungsfeldes. Die geistreichen Erklärungen der Entstehung von Gräben durch „trough-faults“, wie sie von Topley versucht wurde³ oder durch nach unten divergirende Brüche, welche aus benachbarten Senkungsfeldern herrüberreichen, wie sie Andreac⁴ angedeutet hat, kommen hier nicht in Betracht. Schon die einen ansehnlichen Theil des Erdmeridians umfassende Ausdehnung zeigt, dass es sich hier um Dislocationen handelt, welche sich höchstens etwa mit den Rillen des Mondes in einen wenn auch sehr entfernten Vergleich setzen lassen.

Es sind vielleicht mehrere Typen zu unterscheiden, welche jedoch nur dem Grade nach von einander abweichen. Zuerst ist der einfache Sprung, wohl auch in Virgation stehend, wie in Mittel- und Syrien. Dann

¹ z. B. von Hilbert, vergl. Gumprecht, a. ang. O. S. 136.

² Blanckenhorn, Geol. und phys. Geogr. von Nord-Syrien, S. 19, 20.

³ Topley, Geol. of the Weald; Mem. geol. Survey of England; 1875, p. 59, 237 u. folg.

⁴ A. Andreac, Eine theoret. Reflexion, insb. die Richtung der Rheinthalspalte und Versuch einer Erklärung, warum die Rheinthalebene als schmaler Graben in der Mitte des Schwarzwald-Vogesenhorstes einbrach; Verh. Naturhist. med. Verein zu Heidelberg, n. f. IV, 1887.

der Sprung mit einseitigem Absinken, gleichsam der einseitige Graben, am Todten Meere und südlich von demselben. Dann der gegen die Erdoberfläche zersplitterte Bruch mit versenkten Schollen, die sich zu einem gemeinsamen Graben vereinigen, wie zwischen dem Manjara- und Rudolf-See. Endlich der Graben mit parallelen Rändern, wie Nyassa und das Rothe Meer. Aber die Beschaffenheit von Afar lässt uns sehen, dass die Tiefe des Rothen Meeres nicht minder zerstückt und von vulkanischen Massen durchsetzt ist, wie die grosse ostafrikanische Senkung.

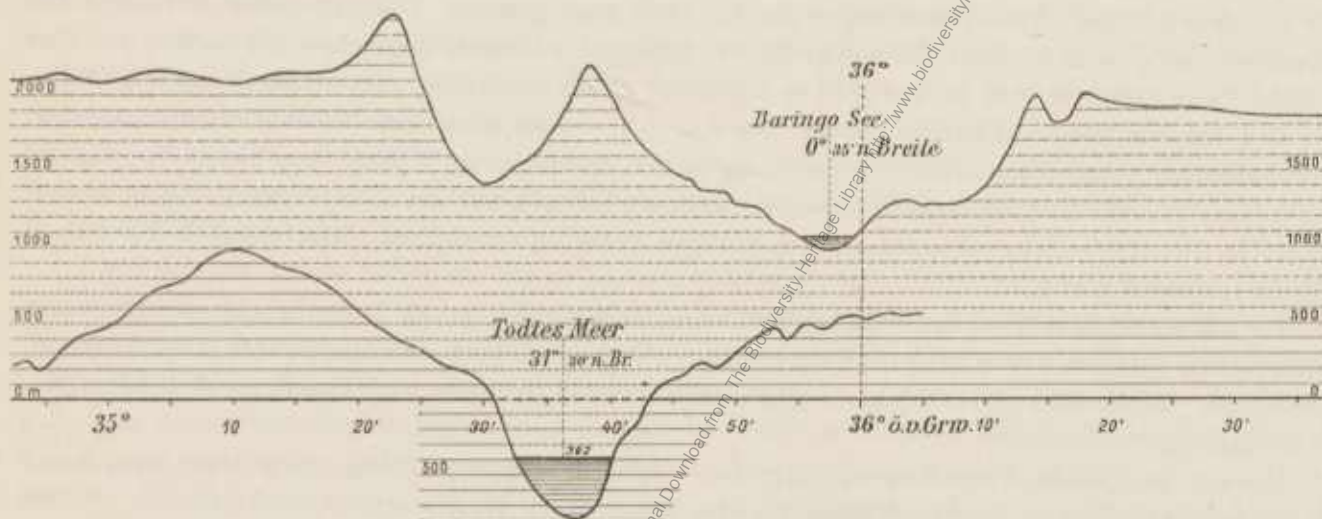


Fig. 4. Zwei Profile durch 36° ö. L. Greenw.

Diese beiden Profile, 31 Breitengrade von einander entfernt, sollen die übereinstimmende Lage der Kluft gegen den Meridian 36° ö. L. zeigen. Baringo ist hier gegen Westen durch einen untergeordneten archaischen Horst, welcher aus der Tiefe der Kluft aufragt, den Rücken Kamassa, von Elgejo, dem hohen Westrande der Kluft, abgetrennt. Elgejo besteht aus Laven, sowie der Absturz östlich vom Baringo, welcher zu Leikipia gehört. Man bemerkt, wie breit die Kluft zwischen Elgejo und den Vorhöfen von Leikipia ist im Vergleich zu der Kluft, in welcher das Todte Meer liegt. Westlich von diesem liegt der Horst von Juda (Kreidekalkstein) und gegen Osten der Abhang der Hochfläche des Scheilm (Nubischer Sandstein, Kreidekalkstein und Basalt).

Sogenannte Parallelhorste, wie Vogesen und Schwarzwald, Libanon und Antilibanon, fehlen den Gräben des afrikanischen Continents gänzlich. Ausgedehnte Schollen, wie die Somali-Scholle, die abessynische und die arabische Scholle, allerdings auch Horste in ihrer Art, aber doch jenen gar nicht vergleichbar, bilden hier die Ränder der Senkungen. So weit mir die Sachlage aus den vorliegenden Darstellungen bekannt ist, scheint es wohl, als sei die Bildung so grosser Spalten nur erklärbar durch das Vorhandensein einer Spannung, deren Richtung senkrecht steht auf der Richtung der Spalte und welche Spannung in dem Augenblicke des Berstens, d. i. des Aufreissens der Spalte ihre Auslösung findet. In der Beschreibung der Grabensenkung des Gunnison Valley im Great Basin, welche 20 miles lang und nirgends über 3 miles breit ist, sagt Dutton: „Es scheint ein sehr klarer Fall zu sein von dem Hinabsinken eines Blockes durch das Auseinanderziehen des geschichteten Gebirges, welcher sinkt, um die erzeugte Kluft zu füllen.“¹ So wird wohl zur Bildung so grosser meridionaler Sprünge eine Spannung in den äusseren Theilen des Erdkörpers im Sinne der Parallelkreise voraussetzen sein. Der Sprung mag vernarben, die Spannung neuerdings mit der Zeit anwachsen und einen neuen Sprung und neue Senkung erzeugen.

Mit dieser Vorstellung plötzlicher Auslösung einer summirten Spannung lassen sich auch jene Ablenkungen vereinbaren, welche man im Norden, z. B. am Nordende des Libanon und in viel grösserem Massstabe im Süden, z. B. am Nordende des Nyassa wahrnimmt.

Ebenso lässt sich mit dieser Vorstellung die auffallende Thatsache vereinigen, dass die Wasserscheide so oft ganz knapp an dem Rande des Grabens liegt, wie dies Stanley und andere Reisende in wiederholten

¹ Dutton, Geol. High Plateaus of Utah; Mem. U. S. Geol. Survey, 1880, p. 34.

Fällen mit Verwunderung beschrieben haben. Man würde sich täuschen, wenn man meinen wollte, es sei dies ein Anzeichen, dass der Bildung des Sprunges eine Aufwölbung vorangegangen sei, wie dies allerdings bei den radial gestellten Sprüngen des Mondes für die Mitte derselben, aber nicht für die einzelnen Strahlen anzunehmen ist. Eine Sprengung der Erdrinde durch elastische Massen, welche aus dem Innern hervordringen, würde wahrscheinlich nicht Gräben erzeugen mit den vereinzelt Vulkanen besetzt, welche wir heute hier oder z. B. in Island sehen, sondern würde alle sich bildenden Senkungen mit den hervortretenden Massen füllen.¹ Ähnliche ungeheure Lavafluten sieht man allerdings in Ostindien, Arabien, Abyssynien und weit herab im östlichen Afrika. Aber der Abbruch der Ghats in Ostindien ist jünger als diese Lavafluten und auch der grösste Theil der Gräben, welche wir hier betrachten, ist sicher jünger und in diese Laven selbst eingebrochen. Es scheint mir allerdings, als würden die Vorgänge, welche die Öffnung so grosser Klüfte nothwendigerweise begleiten müssen, hinreichen, um die Lage der heutigen Wasserscheiden zu erklären. Das Bersten der Erde muss wohl mit einer gewissen Aufwärtsbewegung der plötzlich freiwerdenden Lippen, d. i. der Tafelränder verbunden sein.²

Im Norden sind die Erscheinungen wohl in grosser meridionaler Erstreckung, und, soweit das Tote Meer in Betracht kommt, mit besonders tiefer Einsenkung wieder zu treffen, aber die Breite des Grabens übersteigt N. von Wadi Araba kaum 14—18 km und es fehlen die Riesen-Vulkane des Südens. Dagegen ist hier der Graben von sog. Parallelhorsten begleitet. Das Auftreten solcher Höhen zu beiden Seiten des Jordan, wie zu beiden Seiten des Rhein, hat Herrn A. de Lapparent veranlasst, mit sehr grosser Wärme die Meinung auszusprechen, dass diese Gräben eingesenkte Antiklinalen seien, d. i. dass zuerst ein Gewölbe gebildet wird und durch den Einsturz gleichsam des Keilstückes dieses Gewölbes die Gräben entstehen.³ Diese Meinung hat scheinbar neuerliche Stütze erhalten durch den bereits erwähnten Umstand, dass Diener östlich von dem Brunnen Dualfb in der palmyrenischen Wüste in der beträchtlichen Höhe von etwa 650 m über dem Meere pliocäne Meeresablagerungen antraf.⁴

In dem Faltengebirge sind die Beispiele zusammengebrochener Gewölbe nicht selten; bald ist ein Schenkel zur Tiefe gegangen, bald nur die Mitte des Bogens. Häufig meint man, es müsse Abstau eingetreten sein. Alle diese Beispiele sind aber ausserordentlich viel kleiner und namentlich im Streichen viel kürzer, als die Gräben des Rheins oder Jordan. Überhaupt ist die Art des Einbruches gefalteter Gebirge eine höchst mannigfaltige. Die Zertheilung der älteren Faltengebirge Europa's in Horste, die schräge in die Horste einschneidenden Brüche am Westrande der Ardennen, die sägeförmige Anordnung derselben am Westabhange des bayrischen Waldes, die zahlreichen kleineren Treppen im Ostrauer flötzreichen Kohlengebirge, dann die unregelmässigen Einsenkungen in den Alpen, z. B. bei Laibach und im Prättigan, oder die Kesselbrüche bei Hirschfeld oder bei Nördlingen geben ebenso viele Muster der hier eingetretenen Senkungen. Hierzu kommen die grossen streichenden und mit Vulkanen besetzten Brüche, z. B. in den südamerikanischen Anden, oder die Einbrüche an der Innenseite der Faltenzüge, welche oft aus einer Reihe von mehr oder minder regelmässigen Kesselbrüchen hervorgegangen scheinen, wie in Japan oder in Italien. Das Alles gleicht nicht der meridionalen, in stumpfen Winkeln abgelenkten und doch immer wieder in den Meridian zurückkehrenden Kluft,

¹ La vallée du Jourdain est une crevasse, qui s'étend depuis le Liban jusqu'à la Mer Rouge sans interruption . . . les longues crevasses, fréquentes surtout dans les montagnes calcaires, donnent la configuration à nos continents. Si elles sont très larges et profondes, elles donnent passage aux montagnes primitives, qui par cette raison forment des chaînes, dans une direction que la crevasse leur a prescrite. Lettre de M. L. de Buch, 20. Avril 1839; Edw. Robinson, Biblical Researches in Palestine, 8^e Lond. 1841; II, p. 673.

² M. Neumayr, Erdgeschichte, II, 1886, S. 334; der Kritik, welche Herr Lapparent an dieser Stelle geübt hat, kann ich nicht zustimmen; vergl. Bull. soc. géol. 1887, 1. ser. XV, p. 233. Hier wäre eher an die „Hartborsten“ des Eises zu erinnern, welche Goebeler besprochen hat: Verhandl. Ges. Erdkunde, Berlin, 1891, XVIII, S. 176 u. folg. Für Grabenbildung in Island insb. Th. Thoroddsen, Vulkaner i. des NO.-Island; Bihang svensk. Vet. Akad. Handl. 1888, XIV, Afd. II, Nr. 5, p. 50—70 u. Taf. II, Prof. 4, 5.

³ A. de Lapparent, Conférence sur le sens des Mouvements de l'écorce terrestre; am aug. O. p. 215—238.

⁴ Diener, Libanon, S. 371, 405.

welche hier verfolgt worden ist. Dass die Voraussetzung Lapparent's für das Rheinthal nicht gelte, ist in ausführlicher und, wie ich glaube, überzeugender Weise von Steinmann gezeigt worden.¹ Hier mag es hinreichen, zu erinnern, dass Schwarzwald und Vogesen nichts weniger als die Widerlager eines gemeinsamen Tonnengewölbes, dass sie im Gegentheile ihrem ganzen Gefüge nach Stücke eines einzigen alten Faltengebirges, des variscischen Gebirges sind, dessen Falten vom östlichen Theile des Central-Plateaus her schräge durch die beiden Horste gegen NO. streichen, so dass Schwarzwald wie Vogesen quergebrosene Stücke von gedrängten variscischen Falten sind.

Das Jordanthal liegt dagegen in altem Tafellande. Die in Nord-Syrien hervortretenden taurischen Falten, ein unzweifelhaftes Glied der eurasiatischen Grenzbogen, verfolgen eine völlig abweichende Richtung. Ich glaube nicht, dass man irgendwie berechtigt ist, Theile des Sinai als den westlichen Schenkel eines grossen Gewölbes anzusehen, welches sich einst über den Golf von Akaba gespannt hätte. In der That vergleicht Hull die Bildung der Jordan-Araba-Senkung nicht wie Lapparent einer gebrochenen Antiklinale, sondern im Gegentheile einer gebrochenen Synklinale, während er die Höhen von Central-Palästina, westlich vom Todten Meere, als einen Sattel auffasst.² Der Höhenzug, welcher das Todte Meer vom Mittelmeere trennt, fällt, so weit er bekannt ist, nach Ost wie nach West in Staffeln ab und ist ein echter Horst. Ähnlich verhält es sich mit dem Libanon und, wie es scheint, mit dem Dj. Ansârîje, als wäre auch die syrische Mittelmeerküste eine dem Graben parallele Senkung. Östlich vom Jordan liegt bis in die Nähe des grossen Hermon Tafelland. Der Hermon zeigt allerdings sattelförmige Neigung der Schichten, ebenso ein Theil des Antilibanon, aber dass der Antilibanon nicht als ein Stück eines Tonnengewölbes in Lapparent's Sinne aufzufassen ist, lehrt am deutlichsten die Art und Weise, wie, vom Fusse des grossen Hermon her, aus seiner östlichen Flanke die palmyrenische Virgation sich entwickelt, jene merkwürdige ruthenartige Anordnung langer Dislocationen, von welcher wir zuerst durch Diener's Reisen Kenntniss erlangt haben.

Unter dem Eindrücke der eigenen Beobachtungen scheint mir auch Diener zu einer Erklärung gelangt zu sein, welche der Natur der Dinge weit besser entspricht, als Lapparent's Auffassung. Den tiefgreifenden Unterschied zwischen Faltengebirge und Tafelland festhaltend, gibt Diener zu, es könne geschehen, „dass durch allseitige Stauchung Theile der Tafel als eine beulenförmige Wölbung oder ein lang gestreckter Dom von grosser Amplitude sich aufthürmen und dann zusammenbrechen. So können Zwillingshorste entstehen, welche gleichwohl integrirende Theile der Tafel bilden.“ Diese aber seien nicht aus einseitigem Schub wie die Faltengebirge hervorgegangen, sondern aus allseitiger Stauchung.³

Der eben ausgesprochene Unterschied ist aber von massgebender Bedeutung. Er führt uns aus den wiederholten, gedrängten und sich gegenseitig drängenden Falten des einseitig bewegten Grenzbogens in das Gebiet einer anderen fremdartigen Reihe von Erscheinungen. Wir haben nicht nur die hohe Lage der jungen Meeresablagerungen in der palmyrenischen Wüste in Betracht zu ziehen, sondern auch Diener's wichtige Beobachtung, dass einzelne Strahlen der Virgation aus dem Bruche in die Form der Falte übergehen und dass der äusserste, südlichste Arm, Dj. esch Scherkî, überhaupt kein Bruch, sondern ein langer Sattel ist.

Diener kannte noch nicht den Umstand, dass weit im Süden, jenseits der abessynischen Scholle, ein noch weit grösserer Graben in fast genau demselben Meridian die Erdoberfläche zerschneidet, welcher nicht von solchen Horsten begleitet ist und er kannte auch nicht die Art der Fortsetzung des Bruches über Homs hinaus. Fasst man das Bild zusammen, welches die heutigen Erfahrungen liefern, so zeigt sich zunächst, dass

¹ G. Steinmann, Zur Entstehung des Schwarzwaldes; Berichte Naturf. Gesellsch. Freiburg i. B. 1887, III, S. 45—56; dess: Die Nagelfluhe von Alpersbach im Schwarzwalde; ein Beitr. z. Geschichte d. alemann. Gebirgstafel; ebendas. 1888, IV, S. 1—32; A. de Lapparent, Note sur le mode de formation des Vosges; Bull. soc. géol. 1887, 3. sér. XVI, p. 181—184; A. G. Nathorst, Några ord om Schwarzwald's natur af Horstbildung. Geol. fören. Stockholm Förh. 1888, X, p. 398, und an and. Ort.

² Hull, Memoir etc. p. 108, Note.

³ Diener, Libanon, S. 398; Blanckenhorn spricht sich über diese schwierige Frage nur mit grosser Zurückhaltung aus; er nähert sich der Ansicht Hull's, dass die längs des Meeres hinziehenden Höhen bis Dj. Ansârîje für sich aus einer ursprünglich vorhandenen Antiklinale hervorgegangen seien; dess. Grundzüge, S. 102.

Parallelhorste und Virgation überhaupt nur dem Norden der grossen Erdsplaltung eigen sind und dass im Norden den westlichen Höhen, nämlich dem Hochlande von Juda, dem Libanon und dem Dj. Ansârîje die typische Gestalt und das Wesen von Horsten in höherer Masse zukommt, als jenen an der Ostseite des Grabens, welche grössere Tafelstücke sind oder in Virgation ausgehen.

Es ist hier der Ort, nun über den Ausdruck „Virgation“ zu sprechen.

Während unter vielen anderen Ausdrücken, welche neuerer Zeit in Gebrauch getreten sind, wie „Blatt“, „Horst“ u. a. eine ihrer Entstehung nach bestimmte Art von Dislocationen, oder das Ergebniss einer bestimmten Gruppe von Dislocationen verstanden wurde, ist das Wort „Virgation“ vielmehr zur Bezeichnung irgend welcher ruthenförmigen Anordnung im Allgemeinen verwendet worden. Es gibt daher Virgationen von sehr verschiedener Art. Die Virgation, in welcher die Alpen gegen die ungarische Ebene, oder die Äste des Tianschan gegen Westen hin auseinandertreten, ist veranlasst durch die Drängung der Faltenzüge an einer Stelle und ihr Auseinandertreten bei der Entfernung von dieser Stelle. Eine Virgation anderer Art ist es, nach welcher die Rücken der Rocky Mountains geordnet sind, bezeichnet durch die einspringenden Winkel des geraden und im Meridian verlaufenden Ostrandes. Eine Virgation dritter Art endlich ist es, welche als ein ruthenförmiges Sprungbüschel aus der windschiefen Beugung eines Theiles der Erde hervorgeht und deren Linien die Anlösungslinien der höchsten Spannung, die Berstungslinien der tordirten Fläche darstellen. Dieses sind die Sprungbüschel, welche Daubrée durch schraubenförmige Drehung von Glastafeln erzeugte; mit Recht konnte Lossen seine zersprengte Glasscheibe mit der Virgation der Erzgänge vergleichen.¹ Nicht nur der Harz scheint diese Erscheinung zu zeigen; so machen es z. B. Gretzmacher's Beobachtungen über die strahlenförmige Anordnung der fünf Hoderitzer Hauptgänge in Schemnitz wahrscheinlich, dass auch dort Torsion wirksam gewesen ist.²

Die grosse Berstung der Erde, welche die Gegend zwischen dem 35. und 36° ö. L. in so hohem Grade anzeichnet, ist gegen ihr nördliches Ende, wenn ich die bisherigen Darstellungen richtig verstehe, begleitet von einem gewissen Bestreben zur Deformation der Erdrinde, welches gehemmt ist an dem tanrischen Grenzbogen. Auf diese Weise ergeben sich die Bedingungen der Torsion; die Entstehung der palmyrenischen Virgation, wie die hohe Lage der jungen Meeresbildungen in ihrer Nähe sind dann die Folgen desselben Vorganges. Untergeordnete Verschiedenheiten der fortgepflanzten Bewegung oder der bewegten Masse mögen es gewesen sein, welche in der Palmyrene bald einen Sprung, bald eine stehende Flexur, bald einen langen Sattel entstehen liessen.

Zum Schlusse halte ich mich verpflichtet, nochmals zu erinnern, dass wesentliche Punkte der ganzen Erscheinung dermalen noch unbekannt sind. Wir kennen nicht die Fortsetzung der Hauptsenkung südlich über den Manjara, und nur sehr oberflächlich die Beziehungen zu den westlich vom Victoria Nyanza gelegenen Gräben. Die Gegend am unteren Ono ist noch nie von einem Europäer betreten worden. Wenn es möglich gewesen wäre, auf Fig. 3 die Brüche in grösserer Vollständigkeit einzuzuzeichnen, welche den syrischen Graben begleiten, und namentlich die Staffelbrüche des Hochlandes von Juda, so würde sich das Bild wesentlich verändert haben und aller Wahrscheinlichkeit nach würde ein Zusammenhang des Verlaufes der syrischen Küstenlinie mit dem Verlaufe des Grabens noch viel deutlicher hervortreten, als dies auf Fig. 3 der Fall ist.

Das Auftreten so grosser meridionaler Spalten möchte auch leicht zu der Ansicht führen, dass überhaupt Neigung zu meridionaler Spaltung, gleichsam eine „Rissigkeit“ des Planeten in meridionaler Richtung vorhanden sei, und zwar um so mehr, als die Linie der Lakkediven und Malediven und die grosse Zahl meridionaler Brüche im Faltlande der Basin Ranges Nordamerika's eine solche Voranssetzung zu bestätigen scheinen.

¹ K. A. Lossen, Über ein durch Zufall in einer Fensterscheibe entstandenes Torsionsspaltennetz; Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1886, S. 336–347; Taf.

² J. v. Szabó, Die Bewegungen auf den Schemnitzer Erzgängen in geol. Beziehung; Földtani közlöny, 1891, XXI, S. 201.

Aber gerade im Umkreise des indischen Oceans liegen z. B. die grossen Gräben, in welche die tieferen Gondwana-Schiehten Ostindiens eingesenkt sind, durchaus nicht in der Richtung des Meridians.

Das eurasiatische Faltenland zeigt gar nichts Ähnliches. Der ganze Charakter der langen grabenartigen Vulkanlinie Ost-Afrika's ist verschieden von den vulkanischen Zonen an der Innenseite der Faltengebirge, wie z. B. Italiens oder der Karpathen

Die gerade Linie, welche im Tafellande so viel häufiger ist, als im Faltenlande, in welchem die Curve vorherrscht, zeigt sich auch im Umrisse des Rothen Meeres. Der Gegensatz desselben zu der leicht bogenförmigen Gestalt des persischen Meerbusens beruht auf dem Umstande, dass das Rothe Meer ein Graben im Tafellande, der persische Busen dagegen der Vorgraben der Zagrosketten ist, etwa wie die Schotts vor dem östlichen Atlas. Darum ist auch das Rothe Meer von Vulkanen begleitet, der persische Busen aber nicht.

Bei allen Darstellungen dieser Art haben wir uns aber davor zu hüten, geometrische Anordnungen irgend welcher Art voranzusetzen und bei der kaum übersichtbaren Mannigfaltigkeit der Vorkommnisse ist schon ein planmässiges Aufsuchen solcher Regelmässigkeiten nicht ohne Gefahr, weil der suchende Sinn zu leicht abgelenkt wird von den Wegen einer gesunden Synthese. Wo etwas wie symmetrische Anlage im Grossen wirklich vorhanden ist, wie im Norden des atlantischen Oceans, tritt diese Anlage ungezwungen und wie von selbst vor das Auge. Es ist recht lehrreich zu sehen, wie im Gegensatz zu jeder geometrischen Anordnung diese ungeheure Kluft, nachdem sie vom Nyassa her so viele Breitengrade durchmessen hat, nicht etwa in einem Schaarungswinkel der Grenzbogen anlangt, sondern dass sie auf einen der Bogen an einer uns völlig indifferent erscheinenden Strecke trifft.

Schrittweise vervollständigt sich das Bild des Planeten und es weicht dabei immer weiter von jenen Vorstellungen ab, welche uns vor einigen Jahrzehnten erfüllt haben.



aufgenommen von LUDW. RITT.V. HÖHNEL, k.u.k. Linienschiffslieutenant

aufgenommen von LUDW. RITT.V. HÖHNEL, k.u.k. Linienschiffslieutenant

