

Diverse Berichte

Geologie.

Petrographie.

A. Pelikan: Petrographische Untersuchungen von Gesteinen der Inseln Sokótra, 'Abd el Kûri und Sémha. (Denkschr. K. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Cl. 71. 63—91. 2 Taf. Wien 1902.)

Die von F. KOSSMAT auf Sokótra und den kleinen, zwischen Sokótra und Cap Guardafui gelegenen Inseln 'Abd el Kûri und Sémha gesammelten Handstücke werden vom Verf. unter Zugrundelegung einer geographischen Eintheilung besprochen; das Referat schliesst sich dieser Eintheilung an und berücksichtigt besonders die petrographisch neuen Gesteinstypen.

A. Gesteine von Sokótra. Nach KOSSMAT's Untersuchungen besteht Sokótra wesentlich aus ruhig gelagerten, der oberen Kreide und dem Eocän angehörigen Kalken, deren Unterlage, hauptsächlich aus Massengesteinen zusammengesetzt, infolge von sanften antiklinalartigen Aufwölbungen in mehreren Gebieten über das Meeresniveau hervorragte und durch Denudation aufgeschlossen ist. Das grösste derartige Gebiet ist das über 1400 m hohe Haghergebirge, das einen grossen Theil der östlichen Inselhälfte einnimmt; auf geringe Entfernungen ist ihre Unterlage an zwei Stellen der Westküste und im äussersten Osten entblösst. Nirgends dringen die Massengesteine und die sie durchsetzenden Gänge in die Kalke, die dunklen Gänge schneiden an den Kalken glatt ab, jungvulcanische Laven und Tuffe fehlen durchaus; die Eruptivgesteine sind somit sämmtlich zweifellos vorcretaceisch.

I. Tiefengesteine.

1. Granite. a) Riebeckitgranit. Ausser einer dem von SAUER beschriebenen Originalgestein (dies. Jahrb. 1889. I. - 201—202-) sehr ähnlichen lichteröthlichen Varietät aus der Gegend nördlich des Aduno-Passes (oberes Ihéli-Thal) beschreibt Verf. einen Riebeckit-Akmitgranit von Dáhamis. In einem bläulichgrauen feinkörnigen Aggregat von Quarz und Feldspath liegen schwarze, 8—10 mm lange und höchstens 1 mm dicke Riebeckitsäulchen ($\alpha:c$ etwa 8° , die Schwingungen // c fand Verf. gelb mit einer kleinen Beimischung von grün, nicht, wie oft angegeben, grün), ferner Akmit in Krystallen und Körnern, oft um Riebeckit

herumgewachsen oder an ihn angewachsen (a grasgrün, b grasgrün, c grünlichgelb mit einem Stich ins Braune [Ägirin? Ref.]). Der Feldspath ist im Wesentlichen Mikroklin und „Orthoklas“, unregelmässig durchwachsen von Albit; die Erscheinung wird nicht mit SAUER als Entmischung, sondern mehr als mikroperthitische Verwachsung betrachtet; auch schriftgranitische Verwachsung von Feldspath und Quarz findet sich. Als accessorischer Gemengtheil wird Apatit in langen Säulen angegeben. Aus der chemischen Zusammensetzung (vergl. unten Anal. I) wird folgende mineralogische Zusammensetzung des Gesteins berechnet: Quarz 41,5%, Kalifeldspath 23, Albit 23, Anorthit 15, Riebeckit 8, Akmit 1, Kaolin 2, wobei nach Angabe des Verf.'s wahrscheinlich zu wenig Albit und jedenfalls zu viel Kaolin gefunden wurde.

b) Die anderen granitischen Gesteine sind theils Zweiglimmergranite („der Muscovit ist ein recht seltener Gemengtheil, wofern man nur die unzweifelhaft primären Vorkommnisse in Betracht zieht“), theils Biotitgranite mit wechselnden Mengen von Amphibol (gemeine Hornblende), obwohl $c:c = 25^\circ$, Absorption c (bräunlichgrün) = b (grün) $> a$ (gelb).

2. Diorite, von schieferigen Vorkommen nicht zu trennen und durch die Natur des Amphibols mit den hornblendeführenden Graniten verbunden, so dass sie als basische Endglieder einer Reihe aufgefasst werden, werden aus der Gegend von Kalansiye beschrieben, wo sie von „rothem Granit durchbrochen“ werden.

II. Ganggesteine.

1. Dahamit aus der Gefolgschaft des Alkaligranites, verwandt mit dem Quarztinguáit ROSENBUSCH's resp. dem Grorudit BRÖGGER's; gegen die Bezeichnung Riebeckit-Quarz-Tinguáit oder Riebeckit-Quarzkeratophyr im Sinne LOEWINSON-LESSING's würde Verf. nichts einzuwenden haben. In einer dichten matten chocoladebraunen Grundmasse liegen spärliche, säulige oder dünntafelige rothe Feldspathe; u. d. M. erweisen sich die Einsprenglinge hauptsächlich als Albit, untergeordnet als Kalifeldspath, die holokrystalline Grundmasse baut sich auf aus Albitleistchen, Riebeckitsäulchen (0,2 mm lang und etwa 0,01 mm dick, Eigenschaften wie im Granit), Quarz in rundlichen Körnern, untergeordnet Titanit und Apatit. Aus der chemischen Zusammensetzung (vergl. unten Anal. II) ergeben sich für die Mengenverhältnisse der Componenten annähernd folgende Zahlen: Quarz 31,5%, Kalifeldspath 12,2, Albit 43,8, Anorthit 2,8, Riebeckit 6,8; hieran tritt etwas Kaolin. (Der Werth für Riebeckit ist nach Angabe des Verf.'s vielleicht etwas zu klein.)

2. Wahrscheinlich als Ganggesteine, für die jedoch geologisch der Beweis nicht geführt ist, werden zwei Syenitporphyre bezeichnet, von denen das Vorkommen vom SO.-Fuss des Djebel Kúbeher in der Gefolgschaft der Alkaligranite aufzutreten scheint; das zweite unter diesem Namen beschriebene Gestein vom Thalausgang des Diméle-Passes enthält wesentlich Kalifeldspatheinsprenglinge in einer aus Leistchen der gleichen Substanz aufgebauten, durchaus trachytischen Grundmasse.

3. Ein Mikrogranit durchbricht südlich des Sattels zwischen den beiden Hemedéro-Höhen die Amphibolgesteine.

4. Als Granophyr erweisen sich intensiv rothe Gänge im Alkali-Granit des Ihéli-Thales unterhalb Dáhamis. Als Einsprenglinge treten neben Kalifeldspath auch Plagioklase auf, unter denen auffallenderweise sich Andesin und Labradorit findet, ferner Quarz; die Grundmasse besteht aus Feldspathmikrolithen, Pseudosphärolithen von Quarz und Feldspath und Verwachsungen von Quarz und Feldspath in der Form des Quarzes und allotriomorphen Quarzkörnchen.

5. Gangdiabase, feinkörnige graugrüne Gesteine als dunkle Gänge im Granit im oberen Ihéli-Thale bei Dáhamis auftretend, zersetzt, lassen Plagioklasleisten, gewöhnlich allotriomorphe Körner eines lichtbraunen Diabasaugites und Titaneisenerz neben reichlichen Zersetzungsproducten erkennen.

III. Ergussgesteine.

Von Ergussgesteinen lag nur Quarzporphyr (Granophyr) in Geröllen vor, die zweifellos aus dem grossen von BONNEY (dies. Jahrb. 1884. II. -65-) beschriebenen Porphyrgebiet im Innern von Ost-Sokótra stammen; ein derartiges Geröll zeigte unter den Einsprenglingen herrschend Albit und nahestehenden Oligoklas, zurücktretend Quarz in einer aus Feldspath und Quarz in Körnern, sowie in schriftgranitischer und pseudosphärolithischer Verwachsung bestehenden Grundmasse.

Von Tuffen fanden sich in gewöhnliche thonige Sedimente übergehende Porphyrtuffe, sowie ein eigenthümliches dichtes graues Gestein mit unregelmässig gestalteten, fast schwarzen Einschlüssen, das als „durch Contactmetamorphose umgewandelter Brockentuff“ bezeichnet wird (Fundort: W.-Fuss des Djebel Hawwéri [am Palmenhain] bei Háulaf). Die Gesteinsstückchen des Tuffes bestehen z. Th. aus Plagioklaslamellen und viel Erz in einem braunschwarzen Glase, z. Th. enthalten sie in einem Grundaggregat von farblosen Körnchen Nadelchen und grössere Kryställchen (mit gebuchteten und gelappten Umrissen) eines Amphibols, der nach seinen optischen Eigenschaften ($c:c = 19^\circ$, c blaugrün, a gelblich) als stark eisenhaltiger Aktinolith bezeichnet wird, dessen grössere Individuen oft radial geordnet Hornblendesonnen bilden. Biotit-schüppchen verstärken den Eindruck, dass diese Brocken contactmetamorphe Thonstückchen sind, entsprechende Biotite kommen auch in dem die Brocken verkittenden Cément vor.

B. Gesteine von der Insel 'A b d e l K ú r i (40 km lang, 10 km breit), aufgebaut aus einem, aus Amphibolit (verbunden mit Diorit) und nur untergeordnet aus Gneiss bestehendem Grundgebirge, an vielen Stellen von Granit durchbrochen, die wieder, wie auch das Grundgebirge, von dunklen, an den Kreidekalken scharf abscheidenden Gängen durchbrochen werden.

Die Gneisse erweisen sich als Granitgneisse und zeigen deutlich ihre Natur als Orthogneisse, die Menge des entwickelten Muscovites steht im directen Verhältniss zum Grade der Zertrümmerung des Feldspathes.

Von den herrschenden Amphiboliten wird ein schieferiges Vorkommen beschrieben, aufgebaut aus Stengeln und isometrischen Körnern von gemeiner Hornblende, eingebettet in ein wesentlich aus Feldspath (viel Kalifeldspath) und wenig Quarz bestehendes Aggregat; ein anderes weniger gut schieferiges Stück ist viel feinerkörniger und reicher an Hornblende.

Von den Dioriten („älter als der Granit“) besteht ein Vorkommen wesentlich aus 3—4 cm langen und 1 cm dicken Krystallen von gemeiner Hornblende in einer zuckerkörnigen, zum grossen Theil in Zoisit umgewandelten Plagioklasmasse und enthielt ursprünglich auch Augit; in einem zweiten Vorkommen konnte der Feldspath als basischer Andesin bestimmt werden.

Die Granite sind theils Biotitgranite, theils Zweiglimmergranite, am Djebel Čimali ganz untergeordnet lichtbraunen Augit in allotriomorphen Körnern führend; die lichten, oft fast weissen Granitmassen des Gebietes Gahi Sáb scheinen reine Muscovitgranite zu sein. Ganggesteine.

1. Quarzglimmerdioritporphyrit mit Muscovit als Einsprengling, einen Gang in gebänderten Granitgneiss nordwestlich von Bander Saleh bildend, dunkelgrau, fast schwarz, mit annähernd basaltischem Habitus, in der dichten Grundmasse nur $\frac{1}{3}$ mm grosse Muscovite und sehr spärliche, 1 mm grosse Feldspathe zeigend. U. d. M. erkennt man, dass die vereinzelt grossen Feldspathe mit den ganz kleinen durch alle möglichen Übergänge verbunden sind; die Krystalle sind nur selten polysynthetische Zwillinge, doch ist zonarer Bau häufig. Quarz spielt in dem Gestein eine grosse Rolle, Biotit, häufig zersetzt, ist in zahlreichen winzigen Schüppchen entwickelt. Wirklich einsprenglingsartig erscheint nur der Muscovit, der nur in Blättchen von $\frac{1}{3}$ mm Breite und 0,1 mm Dicke, aber niemals als Gemengtheil zweiter Generation vorkommt. Er ist stets siebartig durchlöchert und von Feldspath durchwachsen, was als Beweis gegen die Annahme angeführt wird, der Muscovit sei aus durchbrochenem Granit aufgenommen, da er in den Graniten von Abd el Kúri niemals diese Beschaffenheit hat. [Ref. hat sehr ähnliche, an poikilitische Verwachsungen erinnernde Gebilde häufig bei der Umwandlung von Feldspath in Muscovit beobachtet, und würde daher auch eine derartige Deutung als möglich betrachten.] Auf Zersetzungsvorgänge weist ein nicht unerheblicher Epidotgehalt hin. Die Structur des Gesteins erinnert an die Anordnung beim Kersantit vom Findberg (Spessart). Aus der chemischen Zusammensetzung (vergl. unten Anal. III) wurde berechnet: Quarz = 33 %, Albit 22, Anorthit 10, Muscovit 14, Meroxen 7, Epidot 10, Magnetit 4, wobei die Zahl für Epidot nach Angaben des Verf. anscheinend etwas hoch ist.

2. Spessartit besonders schön von der WNW.-Seite des Djebel Čimali, besteht aus schlanken Säulen von brauner Hornblende (Absorption c (braungelb) = b (braungelb) $>$ a (reingelb) $c:c = 17^\circ$), begrenzt von (110) (010) und $\bar{1}01$ (Aufstellung nach TSCHERMAK), Plagioklas,

Titanit von langer Ausscheidungsdauer, reichlichem Magneteisen in (111) und Apatit.

3. Von den Gangdiabasen erhielt ein Vorkommen primäre braune Hornblende.

C. Gesteine von der Insel Sémha, aufgebaut aus einem Kern dioritischer und granitischer, theilweise schieferiger Gesteine, von Gängen durchsetzt und von flach gelagerter Kreide und Èocän überlagert. Die Granite, jünger als die Diorite, sind oligoklasreiche Biotit-hornblendegranite; eine scharfe Grenze gegen Gesteine, die wegen des Vorherrschens des Plagioklases (Oligoklas und Albit) und der Hornblende als Diorite bezeichnet werden, lässt sich nicht ziehen. Mit der grünen Hornblende ist nicht selten als Kern lichtgrüner diopsidartiger Pyroxen gesetzmässig verwachsen.

Ein Kersantit besteht aus dicken Plagioklastafeln (Labradoritkern mit Oligoklashülle), viel zersetztem Biotit, wenig brauner Hornblende, Erz, Titanit und Quarz, die Lücken zwischen den übrigen Gemengtheilen ausfüllend.

	I.	II.	III.
SiO ²	78,49	74,02	64,10
Al ² O ³	9,99	13,56	15,65
Fe ² O ³	1,94	1,93	6,66
FeO	1,18	1,09	2,38
MgO	0,09	0,23	1,44
CaO	0,30	0,56	4,40
Na ² O	3,74	5,80	2,57
K ² O	3,84	2,06	1,71
H ² O	0,72	1,05	0,85
Mn	Spur	Spur	—
Li	„	„	—
	Sa. 100,29	100,30	99,76

Anal.: E. LUDWIG. E. LUDWIG. F. EICHLEITER.

- I. Riebeckitakmitgranit, Dáhamis, Haghergebirge, Sokótra.
- II. Dahamit (= Riebeckitquarztinguáit), Dáhamis, Haghergebirge, Sokótra.
- III. Quarzglimmerdioritporphyrit (mit Muscovit als Einsprengling), nordwestlich von Bander Saleh, 'Abd el Kúri. Milch.

H. S. Washington: Igneous Rocks from Eastern Siberia. (Amer. Journ. of Sc. 163. 175—184. 1 Kartenskizze. 1902.)

Unter den von A. G. MADDREN in der Nähe des Ostkaps in Sibirien gesammelten Handstücken fand Verf. folgende Gesteine:

1. Foyait, südlich von Whalen oder Itschan am Ostkap, ziemlich grobkörnig, zum grössten Theil aus Alkalifeldspath mit

weniger lichtbräunlichem Nephelin bestehend, ferner spärlicher dicke Hornblendeprismen bis 5 mm lang enthaltend, sowie nur mit der Lupe erkennbare, ganz kleine Körnchen von rothem Flussspath.

U. d. M. erscheint der Feldspath in dicken Tafeln, gewöhnlich Karlsbader Zwillingen, höchstens mit ganz geringen Spuren mikroperthitischer Anordnung; auch das Ergebniss der Bauschanalyse lässt ihn als reinen Kalifeldspath erscheinen. Dem Nephelin gegenüber ist er idiomorph. Zwischen beiden Mineralen erscheint, quantitativ sehr ungleich vertheilt, eine feinkörnige farblose Substanz in unregelmässigen Körnern mit schwacher Licht- und starker Doppelbrechung, optisch einaxig und optisch positiv, seinem ganzen Verhalten nach Hydronephelit, auf der auch bei der Berechnung der Analyse ein Überschuss an Al^2O^3 hinweist. Zu der nicht reichlichen, dunkel olivengrünen, stark pleochroitischen Hornblende gesellt sich noch spärlicher ein stark pleochroitischer, gelblich-grüner Biotit. Der Flussspath liegt in allotriomorphen Körnern zwischen den Feldspathkrystallen, zu den kleinen Zirkonen gesellen sich einige Titanitkrystalle.

Der auffallendste Zug in der chemischen Zusammensetzung dieses Gesteins (Anal. I) ist das Verhältniss der Alkalien zu einander (Molecularverhältniss $K^2O : Na^2O = 0,107 : 0,085$); von allen bekannten Nephelinsyeniten spielt nur im Gestein von Beemerville, N. J. (Anal. II), das

	I.	II.	III.
SiO ²	55,38	53,56	55,87
Al ² O ³	23,74	24,43	21,82
Fe ² O ³	0,63	2,19	2,34
FeO	1,26	1,22	1,10
MgO	0,81	0,31	0,48
CaO	0,67	1,24	3,07
Na ² O	5,29	6,48	4,81
K ² O	10,05	9,50	10,49
H ² O (über 110°) .	1,12	0,93	0,34
H ² O (unter 110°) .	0,38	—	—
CO ²	0,05	—	—
TiO ²	Spur	—	—
ZrO ²	0,06	—	—
P ² O ⁵	0,06	—	—
SO ³	0,07	—	—
Cl.	Spur	—	—
MnO	Spur	0,10	Spur
BaO	—	—	—
Summa	99,57	99,96	100,32
Analysen :	H. S. WASHINGTON.	L. G. EAKINS in J. P. IDDINGS Bull. 150. U. S. G. S. p. 211, 1898.	H. S. WASHINGTON (vergl. dies. Jahrb. 1897. II. p. -294, 295-).

Kali eine ähnliche, aber immer noch nicht so grosse Rolle im Vergleich zum Natron. Überraschend ist hingegen die Ähnlichkeit in der chemischen Zusammensetzung mit dem Leucitphonolith vom Lago Bracciano (von den an sich nicht sehr bedeutenden Differenzen im Gehalt von Eisen und Kalk abgesehen), dessen Analyse zum Vergleich als Anal. III abgedruckt ist; die Reihen Ia und IIIa geben die mineralogische Zusammensetzung des sibirischen Tiefen- und des italienischen Ergussgesteines in Procenten der Gemengtheile an.

	Ia.	IIIa.
Kalifeldspath	55,5	47,4
Albit	12,5 ¹	— ²
Anorthit	—	9,0 ³
Leucit	—	12,7 ²
Nephelin	20,3	18,0 ²
Überschuss an Al ² O ³	3,0 ⁴	—
Ägirin	—	6,9
Augit	—	6,0
Hornblende	5,2	—
Biotit	3,4	—
Zirkon	0,1	—
Summa	100,0	100,0

2. Comendit vom Nordende der Iskagan-Bucht an der Behringsstrasse, unter 64°30' nördlicher Breite und 172°40' westlicher Länge, ungefähr 230 km südwestlich vom Ostkap, ein dichtes massiges Gestein, fleischfarben mit grünlichen Flecken, aufgebaut aus Körnern von Alkalifeldspath mit einer Tendenz zu idiomorpher säulenförmiger Umgrenzung und weniger Quarz, sehr häufig schriftgranitisch verwachsen, sehr spärlichen Fetzen eines dunkelgrünen Ägirinaugites und seltenen Magnetitkörnchen. Chemisch stimmt dieses Gestein (Anal. IV) sowohl mit dem Comendit von Comende, San Pietro in Sardinien als mit dem Paisanit von Magnolia, Mass., überein (vergl. die Analysen in ROSENBUSCH, Elemente der Gesteinslehre, p. 268 resp. 214, 1901); da das geologische Auftreten des sibirischen Gesteins unbekannt ist, wurde es wegen seines Gehaltes an Ägirinaugit, den es mit dem Comendit theilt, und des Fehlens des in den Paisaniten gefundenen Riebeckites vorläufig als Comendit bezeichnet. Zum Zwecke des Vergleiches mit diesem Gestein analysirte Verf. den von PIRSSON beschriebenen Ägiringranit von Miask (dies. Jahrb. 1901. II. p. -242-), die gefundenen Werthe sind als Anal. V beigefügt; IV a

¹ Viel höher, als der Beobachtung entspricht, weil der reichlich vorhandene Hydronephelit nicht berechnet ist.

² Albit ist wahrscheinlich auch vorhanden, dann würde der Werth für Nephelin ab- und für Leucit zunehmen.

³ Möglicherweise ist etwas weniger Anorthit entwickelt und der Augit dann reicher an Kalk.

⁴ Wohl auf Zersetzungs Vorgänge zurückzuführen, nach Verf. übrigens in allen Gliedern der Foyaitgruppe vorhanden.

giebt die berechnete mineralogische Zusammensetzung des Gesteins von der Iskagan-Bucht, VI a die gleichen Werthe für das entsprechende Vorkommen von Comende.

	IV.	V.	IV a.	VI a.	
SiO ² . . .	75,44	69,91	Quarz . . .	31,9	31,6
Al ² O ³ . . .	11,98	13,76	Kalifeldspath .	30,0	28,9
Fe ² O ³ . . .	0,88	2,17	Albit . . .	33,0	32,0
FeO . . .	1,02	1,23	Akmit . . .	0,9	4,2
MgO . . .	0,10	0,46	Augit . . .	2,1	—
CaO . . .	0,33	1,39	Hypersthen . .	—	0,5
Na ² O . . .	4,06	4,45	Magnetit . . .	0,9	} 2,5
K ² O . . .	5,01	6,33	Hämatit . . .	—	
H ² O (ü. 110°)	0,68	0,12			
H ² O (u. 110°)	0,13	—			
CO ² . . .	—	—			
TiO ² . . .	Spur	0,16			
P ² O ⁵ . . .	—	0,11			
MnO . . .	Spur	Spur			
Summa . .	99,63	100,09			

3. Quarzporphyr aus demselben Gebiet, mit Einsprenglingen von Quarz und Kalifeldspath in einer granophyrischen Grundmasse, ziemlich zersetzt, aber nach seinem Reichthum an Albit wohl mit dem Comendit verwandt.

4. Rhyolith mit spärlichen Quarzeinsprenglingen, stark zersetzt.

5. Obsidian, secundär stark entglast.

6. Monzonit, gleichfalls von der Iskagan-Bucht, mittelkörnig granitisch; ungefähr $\frac{3}{4}$ des Gesteins besteht aus weissem Feldspath mit wenig Quarz, $\frac{1}{4}$ aus olivgrüner Hornblende. Der Feldspath ist theils Plagioklas von der Zusammensetzung Ab¹An¹ in selbständigen Krystallen, theils Kalifeldspath als Ausfüllung zwischen Plagioklas und Hornblende. Magnetit und Titanit findet sich in einzelnen Körnern. Das Verhältniss zwischen Kalifeldspath und Plagioklas stellt das Gestein zu den Monzoniten BRÖGGER's; nach seinem Quarzgehalt gehört es wohl zu den Quarzmonzoniten oder Banatiten. Milch.

W. Reiss und A. Stübel: Reisen in Südamerika. Geologische Studien in der Republik Colombia. II. — Petrographie. 2. Mit einem Vorwort von A. STÜBEL. (Vergl. dies. Jahrb. 1893. I. - 73—77-.)

W. Bergt: Die älteren Massengesteine, krystalline Schiefer und Sedimente. Berlin. 4°. X u. 239 p. 1 Karte, 8 Lichtdrucktaf. u. Abbild. in Text. 1899.

Auf Grund eingehender petrographischer Untersuchungen giebt Verf. folgende Übersicht.

Im Vergleich mit den älteren Massengesteinen und den vulcanischen Gesteinen sind die krystallinen Schiefer nicht eben reichlich vertreten. Wenn aber frühere Angaben, namentlich die HUMBOLDT's, hinzunommen werden, erkennt man ihre allgemeine Verbreitung in der Mittelcordillere. Wie anderwärts, so ist auch hier die Theilung in Gneiss-, Glimmerschiefer- und Phyllitzone festzustellen mit den charakteristischen Einlagerungen, welche vorwiegend hornblendehaltigen Schiefnern angehören. Ein Theil der krystallinen Schiefer wurde als druckschieferige Massengesteine, ein anderer Theil als contactmetamorphe Sedimente (palaeozoisch?) erkannt.

Die Gneisse, zu einem beträchtlichen Theile den Orthogneissen ROSENBUSCH's, d. h. den druckschieferigen Massengesteinen angehörend, trifft man ganz vorwiegend in den höchsten Theilen des Gebirges und in dessen tiefsten, dem Kamm naheliegenden Einschnitten, wie im Huila-Gebiet, im Palo-Thal, in der Umgebung der Cocha und bei Sebondoy.

Während HUMBOLDT u. A. mehrfach Urglimmerschiefer erwähnen, ist hier das gänzliche Fehlen der in anderen archaischen Gebieten häufigsten normalen hellen Ausbildung derselben, der Muscovitschiefer als auffallend hervorzuheben. Die häufige Übereinstimmung der Vorkommnisse von HUMBOLDT's Glimmerschiefern mit Sericitgesteinen (des Verf.'s) deutet auf eine Identität beider. Die Sericitgesteine können aber ebenso wie der Kalkglimmerschiefer von Toribío nicht als zweifellose Glieder der Glimmerschieferformation angesehen werden. Vielmehr scheinen sie der Phyllitformation nahe zu stehen, z. Th. dieser selbst, z. Th. auch wie anderwärts den unteren metamorphen palaeozoischen Schichten anzugehören. Dafür sprechen namentlich die Verhältnisse an der Westseite nördlich von Popayan. Während typische Phyllite seltener anzuführen sind, kommt den Sericitgesteinen, wie auch die Häufigkeit ihrer Trümmer in den Sedimentgesteinen beweist, eine grosse oberflächliche Verbreitung zu. Scheinbar vereinzelt ist das Vorkommen im N. zwischen Libano und Lérida auf der Ostseite, bei Frailes auf der Westseite. Dagegen sind sie in langem Zuge vom Huila-Gebiet, vom Palo-Thal an über Popayan, das Sotará-Thal bis nach Pasto zu verfolgen, zum grössten Theil in vollständiger Übereinstimmung der Vorkommnisse mit den von HUMBOLDT mitgetheilten. Dabei kann häufig die Nachbarschaft einerseits von typischen Phylliten, andererseits von halbkrySTALLINEN und sedimentären Thonschiefern festgestellt werden, also eine Schichtenfolge, wie wir sie genau so aus anderen oberen archaischen und unteren palaeozoischen Gebieten kennen. Ein Theil der Sericitgesteine trägt deutlich druckschieferigen Charakter.

Hornblendeschiefer verschiedener Zusammensetzungen sind in dem Gebiet ganz allgemein verbreitet. Über ihr geologisches Auftreten ist im Einzelnen nichts bekannt. Grössere geologische Wichtigkeit scheinen sie im oberen Combeima-Thal zu haben, indem sie sich wesentlich an der Zusammensetzung der Unterlage des Tolima betheiligen. Ihre petrographische Beschaffenheit entspricht theilweise den unteren und mittleren archaischen Schichten, wenn man andere Gebiete zum Vergleich heranzieht,

in anderen Fällen den oberen archaischen und unteren metamorphen palaeozoischen Horizonten (Grünschiefer). Manche Vorkommnisse tragen die Wirkungen des Gebirgsdruckes deutlich an sich.

Im Laufe der Einzelbetrachtungen erwähnt W. BERGT die Fälle, in denen HUMBOLDT Übergangsgesteine annimmt. Seitdem sind dieselben aber fast vollständig aus der Literatur verschwunden. Sie fehlen auf der Karte von FÖTTERLE, KARSTEN und STEINMANN, auch im Text werden sie nicht mehr erwähnt. Nur der südliche Ausläufer der Ostcordillere besteht nach CODAZZI aus Übergangsbildungen und MARCOU spricht (nach KARSTEN) von einem Silurgebiet im NW. von Antioquia. Dagegen ist W. BERGT überzeugt, dass palaeozoische Bildungen reichlich in Colombia vorhanden sind, ebenso wie in südlicheren Gebieten der Cordillere. Ein Theil der krystallinen Schiefer und der contactmetamorphen Gesteine, die halbkrySTALLINEN Schiefer und ein ganz beträchtlicher Theil der älteren Massengesteine dürfte dazu zu rechnen sein. Die palaeozoischen Schichten scheinen sich, soweit aus den Unterlagen erkannt werden kann, auf beiden Seiten der Cordillere, namentlich auf der Westseite, an die krystallinen Centralgesteine anzulegen. Vor Allem aber ist die zwischen Pasto und Patia ausgezeichnete Schichtenreihe von Thonschiefern, Tuffen, Schalsteinen und basischen Eruptivgesteinen, welche das Grundgebirge des Vulcans von Pasto bildet, wegen ihrer vollkommenen Übereinstimmung mit palaeozoischen Schichtensystemen an zahlreichen anderen Orten der Erde zunächst als palaeozoisch anzusprechen. Das bisherige Fehlen von Versteinerungen in dem colombianischen Vorkommen kann um so weniger als Beweis gegen diese Annahme angesehen werden, als der gleiche Fossilienmangel gerade in diesen Schichten auch anderwärts beobachtet wird und irgendwelche stichhaltige, auf die Lagerungsverhältnisse gegründete Einwände bisher nicht vorliegen. In Bezug auf den Mangel organischer Reste sei nur an die Alpen und den Ostflügel des sächsischen Erzgebirges erinnert. In dem zuletzt erwähnten, schon seit länger als einem halben Jahrhundert unter unendliche Male günstigeren Bodenverhältnissen eingehend studirten und abgesehenen Silurgebiet sind erst spät ganz spärliche und schlechte Graptolithenreste als einzige Versteinerungen gefunden worden.

In grosser Zahl und Mannigfaltigkeit sind die älteren Massengesteine aus dem ganzen Gebiet vertreten: Granite, Syenite, Diorite, Diabase mit den entsprechenden porphyrischen Ausbildungen, ferner Pikrit, Serpentin und Gabbro (?). Mit Ausnahme eines Theiles der Diorit-, vielleicht auch der Diabasporphyrite haben alle diese Gesteine Aussehen und Eigenschaften, welche durchaus in den Rahmen eines aus archaischen krystallinen Schiefen und palaeozoischen Bildungen bestehenden Gebirges passen.

Granite von wechselnder Zusammensetzung, auffallend häufig mit Übergängen zu Syenit und Diorit, örtlich durch diese vertreten und geologisch wohl innig mit ihnen verbunden, bilden wahrscheinlich Massive, Stöcke und Gänge in den höchsten Theilen des Gebirges wie am Huila,

zwischen dem Rio Magdalena und Rio Paez, im Patascoi-Gebirge und bei Sebondoy; sie ragen, die letzten Ausläufer des Gebirges bildend, kuppenförmig aus den jungen Thalbildungen heraus wie zwischen Mariquita und Ibagué.

Quarzporphyre, ebenfalls in wechselnder Ausbildung, erstrecken sich fast über das ganze Gebiet auf beiden Seiten der Cordillere, spielen mit älterem Aussehen, häufig von Tuffen und Breccien begleitet, im oberen Magdalena- und Paez-Thal eine grössere Rolle und sind auf der Westseite der Cordillere auf grosse Entfernungen, von Cali und Jamundí am Rio Cauca über Popayan, Coconuco, den Sotará bis nach Pasto zu verfolgen. Es ist möglich, dass sie in dem letztgenannten Gebiet, wo sie von Žujovič für jung gehalten wurden und wo sie durch einige Übergänge mit den Dioritporphyriten vom Tonalittypus verbunden sind, eine ähnliche Rolle wie diese spielen, nämlich ältere und jüngere (vortertiäre) Vertreter haben. Glasige Ausbildungen der Quarzporphyre sind bis jetzt unbekannt.

Bei den Dioritporphyriten besteht ein merkwürdiger Gegensatz zwischen den Vorkommnissen auf der Ostseite der Cordillere im oberen Magdalena-Thal einerseits und denen auf der Westseite vom oberen Cauca-thal an bis zur Grenze von Ecuador andererseits. Während die ersten bis zum Rio Paez bei Huila älteren normalen Charakter haben, wurden die zahlreichen Vorkommnisse von Bugalagrande im Cauca-Thal bis Ecuador auf Grund eigenthümlicher von jenen abweichender Eigenschaften unter der Bezeichnung Dioritporphyrite vom Tonalittypus zusammengefasst. Sie scheinen den „basischen Effusivgesteinen (vom Grünsteintypus)*“ zu entsprechen, deren Hauptverbreitungsgebiet nach STEINMANN auf dem westlichen Abhang der südamerikanischen Cordillere zwischen 38° südl. Br. und dem Aequator liegt, welche im mittleren Argentinien, in Nordperu und Ecuador auch auf die Ostseite des Gebirges übertreten und von der rhätischen Zeit bis in die mittlere Kreide reichen. Während sie sich nach STEINMANN bis zum Caraibischen Meer fortzusetzen scheinen, sind dem Verf. derartige Gesteine aus der Sierra Nevada de Santa Marta, aus Venezuela und Westindien, soweit ihm das Material von dort vorlag, nicht bekannt geworden. Petrographisch scheinen aber zwischen den colombianischen (wahrscheinlich auch ecuatorianischen) Gesteinen dieser Art und den südlicheren Vorkommnissen insofern Unterschiede zu bestehen, als sie hier nach STEINMANN zwischen Melaphyren und Olivindiabasen einerseits und Porphyriten andererseits stehen, während die colombianischen Gesteine dioritporphyritischen Charakter tragen. Denn dafür, dass die Diabase, Diabasporphyrite und die wenigen Melaphyre des Cauca-Thales hierher gehörten, liegt kein Anhalt vor. Allerdings deuten die Pyroxenpropylite (oder Porphyrite) auch auf eine Fortsetzung der basischen Gesteine in jüngere Perioden.

Körnige Diabase sind nach dem vorliegenden Material auf die Westseite beschränkt und durch einzelne Vorkommnisse vom N. bis zum S. vertreten. An dem Aufbau des Gebirges zwischen Pasto und dem

Rio Patía nehmen sie mit Sedimenten wesentlichen Antheil. Sie wurden hier für palaeozoisch gehalten. Ihre Vergesellschaftung mit Tuffen und Breccien beweist, dass sie ebenso wie ein Theil der Porphyrite Ergussgesteine darstellen, dass sie sich wahrscheinlich deckenförmig in den älteren Formationen ausgebreitet haben. Ihr Aussehen ist durchgehends alt.

Diabasporphyrite in der ausgezeichneten Ausbildung des Porfido verde antico sind im ganzen oberen Magdalena-Thal verbreitet, auf der Westseite konnten Diabasporphyrite zwischen Popayan und Pasto, im Grundgebirge des Vulcans von Pasto festgestellt und bis zum Cerro Gualcalá verfolgt werden. Wie die Diabase besitzen sie altes Aussehen, sehr häufig uralitisirten Augit und wie auch anderwärts die häufigsten und stärksten Spuren des Gebirgsdruckes zum Unterschied von den jüngeren Dioritporphyriten. An das Vorkommen dieser basischen Gesteine sind auch auf der Westseite einzelne Pikrite gebunden, welche durch Zersetzung in Serpentin übergehen.

Eine merkwürdige Rolle spielt der Gabbro. Einmal ist er in allen erwähnten Vorkommnissen schon stark verändert, z. Th. so, dass die Bestimmung der betreffenden Gesteine unsicher gelassen werden musste. Andererseits trägt sein vereinzelt Auftreten (Santa Marta im N., Santa Rosa de Cabal und Quebrada Overo im Cauca-Thal und am Sotará im S.) jenes Sprunghafte an sich, das ihn auch anderwärts auszeichnet.

Als versteineringsführend ist bisher nur die Kreide nachgewiesen. Die Angaben über das Vorkommen von Jura haben sich als Irrthümer herausgestellt. Petrographisch besteht die Kreide wie in der Cordillere von Bogotá aus Quarz- und Conglomeratsandsteinen, Thonschiefern, bituminösen Kalken, und charakteristisch ist das häufige Vorkommen von schwarzen, harten, kieselschieferartigen Gesteinen mit mikroskopischen Foraminiferen, welche überhaupt ganz allgemein in den cretaceischen Sedimenten verbreitet sind. Häufig ist die Unterscheidung der letzteren von jüngeren Sedimenten unsicher. Orte, von denen Kreide angeführt wird, sind: das Magdalena-Thal zwischen Ibagué und dem Rio Coello, südlich von Huila am Cerro de San Francisco und das Thal von Inza, die Höhe von Cimarronas bei La Plata, die Gegend von La Plata, der Cerro Pelado, das Gebiet zwischen Popayan und Pasto mit unsicherer Abgrenzung gegen känozoische Schichten, in den südöstlichen Gebieten Sebodoy (Geröll) mit Versteineringen und endlich die Quebrada de Mayasquer am Cerro Negro.

Wahrscheinlich sind mesozoische Eruptivgesteine vorhanden. Beobachtungen, welche die Lagerungs- und Altersverhältnisse zu den mesozoischen Sedimentformationsn beurtheilen lassen, liegen aus Colombia noch nicht vor. Aus den petrographischen Eigenschaften der betreffenden Gesteine, aus dem Vorhandensein zahlreicher Übergänge von Porphyrit durch propylitische Ausbildungen zu Andesiten und Daciten leitet Verf. die Möglichkeit ab, dass die Eruptionen nicht bloss, wie STEINMANN für südlichere Gegenden erwähnt, bis in die mittlere Kreide gedauert, sondern sich bis ins Tertiär fortgesetzt haben.

Wie in einem so grossen Faltengebirge, dessen Schichten nach KARSTEN und HETTNER bis zu 45° und mehr aufgerichtet sind, nicht anders zu erwarten ist, zeigen dynamometamorphe Erscheinungen eine ganz allgemeine Verbreitung. Sie äussern sich einmal mehr in chemischen und den ursprünglichen Mineralbestand der Gesteine verändernden Wirkungen ohne eigentliche oder deutliche mechanische Zertrümmerung (Tiefenwirkung, chemische Druckauslösung), andererseits vorwiegend in mechanischer Zertrümmerung, die von grösseren oder kleineren chemischen Umsetzungen begleitet sein kann (Oberflächenwirkung, mechanische und gemischte Druckauslösung). Die erste, schwerer zu beurtheilende Wirkung, welche sich an Gesteinen zeigt, die äusserlich das Aussehen normaler krystalliner Schiefer haben, könnte man auch, wie es thatsächlich vielfach geschah und geschieht, auf flussartige Erscheinungen bei einer primären Entstehung der krystallinen Schiefer zurückführen. Dazu gehören z. B. die „Amphibolite“ des Combeima-Thales und der Gneiss des Palo-Thales. Die mechanischen Druckveränderungen finden wir an fast allen älteren Gesteinen des Gebietes ausserordentlich häufig und weit verbreitet, besonders an den Graniten, Sericitschiefern und diabasischen Gesteinen. Orte starken Druckes sind das Huila- und Pitascoi-Gebiet und das Gebirge zwischen Pasto und dem Rio Patía.

Die Ergebnisse der Contactmetamorphose sind vereinzelt und weiter zerstreut. Hierher gehören der ausgezeichnete Chistolithschiefer aus dem Rio Magdalena bei Magangué, die mineralhaltigen krystallinen Kalke und Granatgesteine vom Rio Coello und Rio Luisa, der Kalkgranathornfels aus dem Paez-Thal bei La Topa, der Biotithornfels von der Teta bei Ensolvado, die Hornfelse aus dem Sotarà-Thal, aus dem Rio Patía, vom Cerro de Gualcalá und von der Laguna verde, der Andalusitschiefer von Sebondoy. Welche Eruptivgesteine die Contactmetamorphose hervorgebracht und welches Alter den veränderten Gesteinen zukommt, dafür ist so gut wie kein Anhalt vorhanden. Im Paez-Thale ging die Metamorphose vielleicht von dem dort herrschenden Diorit aus. Der mit dem Biotithornfels an der Teta von Ensolvado vorkommende Quarzdioritporphyrit vom Tonalittypus dürfte mit dem ersten nach der gedachten Richtung kaum in Verbindung zu bringen sein. Dagegen sind die Hornfelse (Adinol) von Sotarà, aus dem Rio Patía, vom Cerro de Gualcalá und vom Azufral de Túquerres vielleicht durch diabasische Gesteine erzeugte Contactproducte. Die Hornfelse der Teta, des Sotarà und Rio Patía liegen im Bereich der phyllitischen, sericitischen und als palaeozoisch angesprochenen Zone, ein gleiches Alter dürfte auch dem Chistolithschiefer zukommen.

Für die Beurtheilung der Zusammensetzung der Cordillere haben die Beobachtungen auf den Übergängen besonderen Werth. HETTNER fand beim Übergang am Páramo de Herveo von O. nach W. folgende Formationen: krystalline Gesteine (Granit, Gneiss, krystalline Schiefer) — Piconaschichten, cretaceisch (?), ohne Versteinerungen — krystalline Schiefer und Eruptivgesteine. Aus der angeblichen Wechsellagerung krystalliner und

zweifelhafter cretaceischer Zonen ist HETTNER geneigt, deren Gleichalterigkeit abzuleiten. Der hier beschriebene Übergang auf dem Pass La Línea lieferte ältere Eruptivgesteine, krystalline und halbkrySTALLINE Schiefer und Thonschiefer, welche für palaeozoisch gehalten wurden. HUMBOLDT, SCHMARDA und BOUSSINGAULT erwähnen von Quindiupass Granit, krystalline Schiefer und glimmerreichen Thonschiefer. Den gleichen Gesteinen begegnen wir an den anderen Übergängen am Huila, am Páramo de Moras, nach der Cocha und nach Sebondoy, der Kreide nur am Cerro de San Francisco, südlich von Huila und bei Sebondoy (als Gerölle), in vielen Fällen mit organischen Resten und mit ganz anderer petrographischer Zusammensetzung als die hier für palaeozoisch gehaltenen Schichten zeigen.

Unter den känozoischen Bildungen Colombias haben die Andesite und Dacite das grösste Interesse in Anspruch genommen, dagegen scheint seit HUMBOLDT die innige Verbindung, welche zwischen diesen und den vortertiären Eruptivgesteinen besteht, wenig beachtet worden zu sein. Es ist wahrscheinlich, dass auch während der Kreidezeit Eruptionen erfolgten und dass Propylite im Sinne ZIRKEL's den Übergang von jenen zu den Andesiten und Daciten vermitteln. Freilich fehlt zur sicheren Aufstellung geologisch selbständiger Propylite ein einwandfreier Altersbeweis. Ausserdem ist petrographisch die Abgrenzung der Propylite den jüngeren Porphyriten und den in gewisser Weise zersetzten Andesiten gegenüber schwer oder unmöglich, so dass die Propylitfrage für Colombia zwar angeregt, aber offen gelassen werden musste. Orte, von denen problematische Gesteine, wie propylitisch zersetzte Andesite, Propylite und diesen beiden ähnliche Porphyrite angeführt werden, sind: der Berg Pusná beim Dorfe Puracé, der Sotará, die Caldera des Vulcans von Pasto, der Cerro Juanoi (?) (Geröll im Rio Aponte) und der Azufral de Túquerres.

Die allgemeine Verbreitung von Sedimenten, die aus andesitischem und dacitischem Material bestehen, ergibt sich natürlich aus dem Vorhandensein zahlreicher Vulcane in der Mittelcordillere. Von besonderem Interesse ist aber, dass vulcanische Auswurfsmassen in Form von Sand, Asche und Staub einen hervorragenden Antheil an der Bildung der jüngsten Schichten nehmen. Viele Meter mächtige Schichten, welche zuweilen wie in den südlichen Grenzgebieten gegen Ecuador durch Torfmulm schwarz gefärbt oder schwarz gebändert erscheinen, werden ganz allgemein aus feinerem vulcanischen Material zusammengesetzt. Die feinsten Auswurfsmassen, sogen. vulcanischer Staub, sind weit verweht worden und konnten u. a. in der Cordillere von Bogotá, wo bisher keinerlei vulcanische Producte bekannt waren, in dem Bohrloch der Savanne von Bogotá in 56 m Tiefe, 1,52 m mächtig, 140 km vom nächsten Vulcan (Tolima) entfernt, und oberflächlich bei der Villa de Leiva, 200 km vom nächsten Vulcan entfernt, nachgewiesen werden. (Es ergeben sich so ähnliche Verhältnisse wie in den westlichen Staaten Nordamerikas.) — Hieraus ergibt sich, dass W. BERGT durchaus nicht der HETTNER'schen Ansicht über das Alter der Gesteine beistimmt, welche die Mittelcordillere zusammensetzen, namentlich der krystallinen Schiefer und älteren Massengesteine.

Dem hiermit abgeschlossenen zweiten Bande der Geologischen Studien in Colombia hat A. STÜBEL eine Karte des mittleren und südlichen Theiles dieser Republik beigelegt. Sie verzeichnet die Reiserouten, auf denen die Gesteine gesammelt wurden, sowie die meisten der Ortsnamen, die auf den Etiquetten der einzelnen Handstücke angegeben sind. Da sie zugleich die Lage der Vulcanberge veranschaulicht, deren Gesteine im ersten Bande des Werkes behandelt wurden, ist sie auch für diesen eine sehr erwünschte Beigabe. Im Wesentlichen ist dieses Übersichtsblatt eine Copie eines Theiles der CODAZZI'schen Karte von Colombia (1:1350000), aber mit Vervollständigungen und Berichtigungen besonders in den vulcanischen Districten des Tolima und der Mesa Nevada de Herveo, des Huila, des Puracé und Sotará, des Vulcans von Pasto, des Azufraal de Túquerres, des Cumbal und Chiles, also in solchen Gebieten, in denen ein eingehendes Studium der geologischen Verhältnisse und Zeichnungen Hand in Hand gehen mussten. — Die Landschaftsbilder, die eine willkommene Ergänzung zu dieser Karte darbieten (52 während der Reise aufgenommene, zumeist grosse Zeichnungen und ein besonders beachtenswerthes Ölgemälde), sind gemeinschaftlich mit der noch umfänglicheren Sammlung der Bilder ecuatorianischer Vulcanberge in der Abtheilung für Länderkunde des Grassi-Museums in Leipzig dauernd aufgestellt. Ein ausführliches Verzeichniss dieser Bilder, die von geologischen Erläuterungsblättern und einigen Specialkarten begleitet sind, ist der Inhaltsangabe des Textes im vorliegenden Bande angefügt worden.

E. Schütze.

W. Reiss und A. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador. II. Petrographische Untersuchungen. 2. Ost-Cordillere. (Lief. 2. [Schluss des Werkes.] 63—356. Berlin 1902¹.)

Der Cotopaxi und die umgebenden Vulcanberge: Pasochoa, Rumiñahui, Sincholagua und Quilindaña. (61—275. Taf. IV—VII.)

W. Reiss: Geologisch-topographische Beschreibung. (63—189.)

A. Young: Mineralogisch-petrographische Untersuchungen. (191—275. 1902.) Inaugural-Dissertation der Universität Berlin. 1902.

Den grösseren Raum der Veröffentlichung nimmt die topographisch-geologische Schilderung des Cotopaxi-Gebiets durch W. REISS ein. Über den berühmten südamerikanischen Vulcan ist schon ziemlich viel geschrieben worden, worauf naturgemäss REISS wiederholt zurückgreift, um ein schönes Gesamtbild von jenem classischen Vulcane zu entwerfen.

¹ Über den ersten, von E. Esch 1896 bearbeiteten Theil vergl. dies. Jahrb. 1898. I. -68—70-.

Der 5943 m hohe Cotopaxi gehört zu einer Vulcangruppe, welche die Mulde von Quito im Süden abschliesst und von der aus krystallinen Schiefen bestehenden Ostcordillere hinüberreicht nach der Westcordillere. „Es ist einer jener Gebirgsknoten, durch welchen die NS. verlaufende, in die Gebirgsmasse der Cordillere eingesenkte Rinne in verschiedene Becken getheilt wird.“ Hohe, neben dem Cotopaxi aber wie Trabanten erscheinende Vulcane umlagern den letzteren. Es sind die Stratovulcane: der Pasochoa (4255 m, rel. Höhe 1600 m) mit einer Caldera, welche einem durch Erosion erweiterten Krater entspricht; der Rumiñahui (4757 m, rel. Erhebung 1900 m), schneebedeckt, mit einer 806 m tiefen Caldera; der Sincholagua (4988 m, als Vulcan etwa 1850 m hoch) mit einer 700 m tiefen Caldera. Diese samt dem späterhin eingehender geschilderten Quilindaña sind offenbar ältere Gebilde, welche in historischer Zeit keinen Ausbruch mehr hatten. Im Jahre 1660 ist vom Gipfel des Sincholagua ein mächtiger Felssturz niedergegangen.

Der Cotopaxi selbst baut sich über einem alten Fussgebirge auf; seine fast alles überdeckenden Ausbruchsmassen reichen im Allgemeinen nur bis zur Höhe von 3700—3800 m, nur ausnahmsweise auch bis zu 3000 m herab; er ist also einem Sockel aufgesetzt und thatsächlich als Vulcan lange nicht so riesenhaft, als es zunächst erscheinen möchte. Das Fussgebirge besteht: 1. aus einer aus glasigen Auswürflingen von Biotit- und Hornblende-Pyroxen-Andesit zusammengesetzten Tuffformation. Zumeist sind es Bimssteine von Faustgrösse bis zu $\frac{3}{4}$ m Durchmesser, welche nach REISS nicht dem Cotopaxi, sondern älteren Eruptionen entstammen; 2. aus der „Picacho-Formation“. Der Picacho ist eine aus der Südflanke des Berges bis zu 4929 m aufragende, 300 m hohe, aus Hornblende-Pyroxen-Andesit und aus Pyroxen-Andesit bestehende Masse, der einzige freiliegende Rest eines alten, von dem Cotopaxi sonst vollständig begrabenen Vulcanberges. Durch die Gestalt dieses alten Gebirgskerns wird auch die Form des Cotopaxi selbst stellenweise beeinflusst; im Übrigen ist derselbe so, wie er sich von der Westseite her darbietet, sicherlich einer der prachtvollsten Vulcankegel der Erde; mit sanft geschwungenen Seitenlinien, im oberen Theil mit Neigungen von 30, 32 und nahe dem Gipfel von 35° erhebt er sich gleichmässig von einer Höhe von 3000 m bis zu dem fast 6000 m erreichenden Gipfel. „Aus dem bebauten, ca. 3000 m hohen Grunde des interandinen Hochlands steigt in mächtiger Breite der gewaltige Berg vor dem Beschauer auf. Weite Aschenfelder dehnen sich unterhalb der Schneegrenze aus, und auf begrüntem, dem Fussgebirge des Cotopaxi angehörigen Vorhügeln ruht der Fuss des verderbenbringenden Vulcankegels. Grüne Felder, Haciendas, kleine Ortschaften ziehen sich am Fuss des Berges hin, sie bilden den belebten Vordergrund zu einer der grossartigsten und schönsten Vulcanlandschaften der Erde. Von keiner anderen Seite erscheint der Berg so breit, so mächtig, mit so gleichmässigem, weit herabreichendem Schneemantel, von keiner anderen Seite zeigt sich so schön die regelmässige Form des Kegels, dessen abgestumpftem Gipfel fast stets eine Dampf Wolke entsteigt.“ Die Schneebedeckung des Berges reicht herab bis

zu 4600 m, aus den Schneefeldern treten schwarze, oft zu leistenförmigen Resten geschwundene Lavaströme hervor, und wo der Berg in Höhen von über 4600 m von Aschen bedeckt ist, stösst man in 1—2 m unter denselben auf blaues Gletschereis.

Eine eingehendere Schilderung erfährt der Krater. Derselbe ist von S. nach N. langgestreckt, zumeist von steilen Felswänden umgrenzt und auf seinem Grunde von mächtigen Lavablöcken bedeckt. Die älteren Angaben über die Dimensionen gehen auch hier sehr weit auseinander; nach REISS mag der längere Durchmesser 700—800 m, die Tiefe 400—500 m betragen. Die Fumarolenproducte sind deshalb von Interesse, weil sie vermuthlich etwas Jod enthalten; wenigstens färbte sich das Papier, in welches Proben derselben eingewickelt worden waren, blau. Die alsbald in Quito vorgenommene Untersuchung konnte allerdings die Anwesenheit des Elements nicht feststellen. [Es sei hierbei daran erinnert, dass vom RATH auch in den Fumarolenproducten des Vulcano Jod nachgewiesen hat, das sich gleichfalls durch eine Blaufärbung des Papiers bemerkbar machte. Ref.]

Die Bedeckung des Kegels besteht, wie schon gesagt, oberhalb des Niveaus von 4600 m aus Eis und Schnee. Die Eiskecke mag an manchen Stellen 40—50 m Dicke besitzen; mit dem blauen Gletschereis wechsellagern Aschenschichten und wahrscheinlich auch Lavaströme, gerade so wie Schneefälle und Eruptionen miteinander gewechselt haben. Der frisch gefallene Schnee pflegt den ganzen Berg bis zu 3700—3800 m herab gleichmässig zu bedecken, die eigentliche Schneegrenze liegt an der Ostseite des Berges 100—200 m tiefer als an der Westseite, worin die Verschiedenheit des Klimas über dem Amazonas-Gebiet und der pacifischen Küste, welche letztere trockener ist als ersteres, zum Ausdruck kommt. Die Schnee- und Eismasse des Cotopaxi beträgt nach REISS $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ cbkm. Da die Lavaströme sich manchmal erst nach Jahrzehnten völlig abkühlen, die Lava von 1853 war beispielsweise noch im Jahre 1872 warm, so werden sie vom Schnee nur vorübergehend bedeckt und heben sich häufig als schwarze Massen von der weissen Decke ab.

Die jungen Lavaströme des Cotopaxi sind seit HUMBOLDT zuerst von REISS und STÜBEL beobachtet und genau untersucht worden. HUMBOLDT hatte die ihm bekannte Reventazon de las Minas gerade so wie die Ströme des Antisana für „Trümmerzüge“ gehalten, welche entweder „aus dem Gipfelkrater zu grossen Höhen ausgeworfen, an den Abhang herabgefallen und durch den Sturz der schmelzenden Schneewasser in ihrer Bewegung beschleunigt“ worden waren oder „ohne durch die Luft zu kommen, aus Seitenspalten ausgestossen“ wurden. Die Lavaströme, deren Gestein manchmal ausserordentlich reich ist an gefritteten Quarzeinschlüssen, haben sich in ein Haufwerk von mächtigen Blöcken aufgelöst. Der gewaltigste unter den sieben beschriebenen Strömen ist der Manzana-huaico-volcan. Derselbe beginnt als eine aus ungeheuren Blöcken bestehende Lavawulst in 5559 m Höhe, theilt sich bei 4600 m in zwei mächtige Arme, nachdem er eine Breite von 600—800 m und eine Mächtigkeit von 60—80 m erreicht hat, und endigt bei 4194 m. Er brach nach REISS 1853 hervor, und noch im

Jahre 1872 konnte man in Rissen der Lava eine Temperatur von 20—30° messen. „In Form und Aussehen gleichen die neuen Lavaströme des Cotopaxi denen des Antisana: sie sind wulstförmig den Gehängen aufgesetzt; beim Ergiessen in die Thäler schmiegen sie sich nicht an die Seitenwände an, sondern ziehen als mächtige Dämme mit steilen und hohen seitlichen Böschungen im Grunde der Thaleinschnitte abwärts. Doch scheinen die Laven des Cotopaxi dünnflüssiger ergossen zu sein, wie die kieselsäure-reicheren Laven des Antisana.“ STÜBEL (Vulcanberge von Ecuador, p. 150) hatte behauptet, „dass alle Eruptionen des Cotopaxi in geschichtlicher oder in einer ihr doch naheliegenden Zeit aus dem Gipfelkrater stattgefunden haben.“ Nach REISS ist es aber nach den vorliegenden Berichten BOUGUER's, CONDAMINE's und WAGNER's nicht unmöglich, dass der Vulcan auch seitliche Ausbrüche gehabt habe. REISS weist ferner darauf hin, wie unzulänglich die Nachrichten über die historischen Ausbrüche des Berges seien, da man überhaupt nur diejenigen zu beachten pflegt, welche die nach Westen und Südwesten gelegenen bewohnten Landstriche gefährden, während sich insbesondere die Eingeborenen um die nach Osten und Norden gerichteten Lava- und Schlammströme wenig kümmern. Nach dem von REISS gegebenen Verzeichniss haben im XVI. Jahrhundert in einem, im XVII. in keinem, im XVIII. in sechs, im XIX. in etwa 25 Jahren, und zwar manchmal wiederholt, Eruptionen stattgefunden. Da die meisten Nachrichten seit den vierziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts überliefert sind, so meint Verf., dass der Vulcan sich seitdem in einer Phase erhöhter Thätigkeit befinde.

Die Lavaströme erreichen den Fuss des Berges nicht, sie selbst richten deshalb auch keine Verheerungen an. Wenn sie aber, über den Krater hervorquellend, ihren Weg über die Eis- und Schneemassen nehmen, bringen sie diese zum Schmelzen, und die Schmelzwasser schiessen als Sturzfluthen zu Thal. Diese als „Avenidas“ bekannten und gefürchteten Wassermassen „reissen alles mit sich fort, unterwühlen sowohl die mit Aschenschichten durchzogenen Eismassen als auch die parallel dem Abhang lagernden alten Lavaströme und wälzen sich als alles vernichtende Schlammströme dem Fuss des Berges zu, Eisblöcke, Blöcke glühender Lava und grosse Gesteinstücke“ (STÜBEL beobachtete einen Block von 8,5 m Höhe) „mit sich führend . . . Rings um den Cotopaxi lassen sich die Schuttmassen beobachten, welche den Schlammströmen ihre Entstehung verdanken. Von jeder der neuen Laven geht eine solche Avenida aus; die ganzen intercollinen Räume zwischen Cotopaxi, Sincholagua und Rumiñahui sind damit erfüllt; die Weideländereien in Valle-vicioso sind durch sie zerstört.“ Eine sehr anschauliche Beschreibung dieser furchtbaren Überschwemmungen hat WHYMPER gegeben; im Jahre 1877 wären nach SODIKO innerhalb weniger Stunden durch eine solche Avenida nicht weniger als 44—45 Millionen Cubikmeter Gestein und ebensoviel Eis in die Tiefe gerissen und meilenweit auf der SW.- und W.-Seite des Berges abgelagert worden. Im Übrigen sei auf die von TH. WOLF (dies. Jahrb. 1875 u. 1878) gemachten Mittheilungen verwiesen, wie es überhaupt nicht möglich erscheint, den schönen, die

Eruptionen des Cotopaxi behandelnden Abschnitt der REISS'schen Schrift im Auszug wiederzugeben. Es mag nur erwähnt werden, dass verheerende Erdbeben im Zusammenhang mit den Ausbrüchen nie beobachtet worden sind, dass überhaupt solche bei den meisten Eruptionen gänzlich gefehlt haben. Die durch die letzteren erzeugten Detonationen wurden 1744 480 km weit nach N., 600 km weit nach S. vernommen, merkwürdigerweise aber in dem 50 km entfernten Quito nicht gehört; ebenso hat man den Donner des Vulcans 1877 wohl in dem gegen 250 km weit entfernten Guayaquil, nicht aber zu Latacunga wahrgenommen, das nur 34 km weit vom Cotopaxi liegt. Diese Erscheinung, für welche schon von früheren Autoren Erklärungsversuche gemacht wurden, führt REISS darauf zurück, dass die zwischen den Cordilleren stagnirende dichtere Luft durch die Schallwellen, welche von dem sie um 2000 m überragenden Krater ausgehen, weniger leicht zur Schwingung gebracht werden könnten, als die oberen dünnen, frei beweglichen Luftschichten.

Ein grossartiges, wie es scheint, bisher anderswo noch nicht beobachtetes Phänomen begleitete den Ausbruch des Cotopaxi im Jahre 1877; es wurde von WOLF und SODIRO beschrieben und verschieden gedeutet, weshalb REISS hier auf dasselbe zurückkommt. Damals traten über den Kratertrand enorme Massen von Lava aus — nach WOLF's Schätzung sollen es 10 Millionen Cubikmeter gewesen sein —, welche den ganzen Kegel bis herab über die Schneegrenze bedeckten. Dieselben bestanden nicht aus kantigen Blöcken, wie solche die „Trümmerströme“ zusammensetzen, sondern aus gerundeten Klumpen von geflossenen Formen und mit glasierter Oberfläche, deren Durchmesser gewöhnlich einen Meter nicht überschritt. Es deutete das darauf hin, dass die Gestaltung der Klumpen vor sich gegangen sein musste, als die Lava noch ganz flüssig war. WOLF nahm an, dass der den Krater erfüllende gluthflüssige Inhalt über den Kratertrand übergesprudelt sei und sich in Blöcke aufgelöst hätte, welche über den Abhang hinabrollten; SODIRO aber glaubte an einen gewaltigen, von einer Explosion begleiteten Auswurf glühender Lava. Der ganze Vorgang hatte sich in kaum einer halben Stunde abgespielt. REISS weist vor Allem darauf hin, dass es sich hier nicht um einen Lavastrom handeln könne und deshalb die von LAPPARENT für diese Blockhaufen eingeführte Benennung „coulées discontinues“ ebenso wie die Bezeichnung „Lavaklumpenströme“ aus der vulcanologischen Nomenclatur zu verschwinden hätten; im übrigen möchte auch er mit SODIRO an einen „mächtigen Dampfausbruch durch den mit Dämpfen durchdrungenen, den ganzen Krater erfüllenden, glühendflüssigen Lavabrei“, also an eine explosive Zerspritzung enormsten Umfangs denken.

Ein ausführlicher Abschnitt wird den Grössenverhältnissen des Vulcans gewidmet. Indem die Höhenangaben älterer Autoren zusammengestellt und discutirt werden, ergiebt sich, dass seit CONDAMINE's und BOUGUER's Zeit (1738—1740) bis 1872 der Kegel infolge der Eruptionen um 194 m an Höhe zugenommen haben muss. Die Basis des Berges hat einen Durchmesser von 22 km, einen Umfang von 69 km und bedeckt 380 qkm. Die

durchschnittliche Neigung beträgt nur 11° , im oberen schneebedeckten Theil allerdings, wie schon früher gesagt, $32-35^\circ$. „Ein Vergleich des Cotopaxi mit dem Vesuv ergibt, dass beide die gleiche mittlere Neigung besitzen. Dass aber sonst die beiden Vulcanberge in Grösse und Bedeutung wesentlich von einander abweichen, zeigt die folgende Betrachtung: Denkt man sich den Andenkegel, wie er sich auf der 3800 m über dem Meere gelegenen Basis darstellt, an Stelle des Vesuvus gesetzt, so würde sein Gipfel ungefähr die anderthalbfache Höhe des italienischen Vulcans erreichen; seine Gehänge würden sich fast bis zum Centralbahnhof in Neapel erstrecken; die Küste von Torre del Greco würde um etwa 5 km ins Meer hinaus verschoben sein, und der Punkt, an welchem der genannte Ort liegt, wäre unter 200–300 m mächtigen Laven- und Aschenschichten begraben.“ Folgende Zusammenstellung erlaubt einen Vergleich mit den bekannten europäischen Vulcanen:

	Basis			Gipfel ü. d. Basis	Rauminhalt
	Durchmesser	Fläche	Höhe ü. d. M.		
Aetna ¹ . .	40 km	1259 km ²	0 m	3330 m	1363 km ³
Cotopaxi . .	22 „	380 „	3800 „	2144 „	272 „
„ . .	12 „	113 „	4000 „	1944 „	73 „
Vesuv ² . . .	14 „	154 „	0 „	1300 „	67 „

In der zweiten Berechnung der Dimensionen des Cotopaxi ist darauf Rücksicht genommen, dass der Vulcan einem Sockel von älterem Fussgebirge aufgesetzt ist, das sich in seinem Innern, wie der Picacho erkennen lässt, noch weit über 4000 m erhebt, aussen allerdings von den Auswurfsproducten des Kegels überdeckt ist. Die Masse des Manzana-huaico-Stromes berechnet sich auf 67 500 000 t³, ihr Volumen auf $\frac{1}{10}$ cbkm.

Über die Entstehungsweise des Cotopaxi hat sich wohl zuerst HUMBOLDT geäußert; er erblickte in ihm einen glockenförmig aufgetriebenen Trachytdom, und ganz ähnlicher Ansicht waren BOUSSINGAULT, KARSTEN und WAGNER. Verwandt mit diesen Anschauungen der älteren Schule ist die erst jüngst von STÜBEL geäußerte Auffassung. Derselbe (Vulcanberge von Ecuador, p. 152--153) sagt: „Aller Wahrscheinlichkeit nach ist die Hauptmasse des Cotopaxi-Kegels das Product einer einzigen, gewaltigen Eruption, während welcher das in rascher Aufeinanderfolge hervorquellende, nicht mehr allzuflüssige Material sich aufschichtete. Die Eigenartigkeit des Cotopaxi als thätiger Vulcan besteht demnach im Wesentlichen darin, dass der mächtige, in sich abgeschlossene und einheitliche Bau später nur noch eine vermittelnde Rolle für kleine Reactionen aus seinem

¹ Nach GIARDINA's Berechnung (1900) beträgt das Areal des Aetna 1570 qkm, das Volumen desselben 1120 km³. Den von REISS angeführten Daten liegt diejenige Genauigkeit der Berechnung zu Grunde, welche auch bezüglich des Cotopaxi anwendbar war.

² Ohne Berücksichtigung der durch die Somma bewirkten besonderen Gestaltung wurde der Vesuv als einfacher Kegel berechnet.

³ Infolge eines Versehens ist diese Zahl im Original um das Zehnfache zu klein angegeben worden.

Herde gespielt hat und noch spielt, und dass seit der Vollendung des Baues bis zum Beginne dieser nur noch vermittelnden Thätigkeit jedenfalls ein unermesslich langer Zeitraum gänzlicher Ruhe verstrichen ist.“ Nach STÜBEL wäre also der Cotopaxi ein „monogener Vulcan“ in seinem Sinne, wie denn die angeführten Worte überhaupt zur Charakteristik der „monogenen Vulcane“ in der STÜBEL'schen Auffassung dienen könnten. Nachdem früher schon WOLF sich entschieden dafür ausgesprochen hatte, dass der Cotopaxi wie der Cayambe, Cotocachi, Corazon, Iliniza und Chimborazo ein echter *Stratovulcan* sei, weist auch REISS die Annahme jeder anderen Entstehungsweise nachdrücklich zurück und bekennt sich auch hier als Gegner der STÜBEL'schen Auffassung. Unter der Annahme, dass die Thätigkeit des Vulcans immer dieselbe Intensität behalten habe, berechnet REISS die Zeitdauer, innerhalb deren der Cotopaxi sich über der Picacho-Masse aufbaute, auf 80 000–100 000 Jahre.

Nachdem Verf. noch den Versuch gemacht hat, die geologische Geschichte des Vulcans zu skizziren, beschliesst eine Literaturübersicht die Schilderung des Berges.

Der 4919 m hohe Quilindaña ist ein bereits stark zerstörter Vulcan, der völlig isolirt und unvermittelt aus den Flussthälern seiner Umgebung zu 1200–1300 m relativer Höhe aufsteigt. Er bildet einen 12–15 km langen, von einer 900 m hohen Felspyramide gekrönten Gebirgsstock, der deshalb merkwürdig ist, weil er auf seinen höchsten Erhebungen kleine Gletscher und in seinen Thälern alte Moränen trägt. Letztere sind besonders in dem tiefen, von schroffen Wänden umgebenen Thal des Ami-huaico zu beobachten und lassen in ihrer Wiederholung drei Phasen der Vergletscherung erkennen. „In der kessel- oder calderaformigen, oberen Erweiterung ziehen rechts und links, hoch am Thalgehänge, alte Moränenwälle entlang, die an ihrem unteren Ende durch eine das Thal quer abschneidende Endmoräne vereinigt sind. Der durch die Eismassen dieses grossen Gletschers früher ausgefüllte Raum erscheint jetzt als Einsenkung mit sumpfigem Grund, aus welchem das Wasser durch einen Einschnitt in der Endmoräne abfließt.“ Die jetzigen Gletscher des Quilindaña endigen bei 4470 m, die alten Moränen aber lassen sich thalabwärts bis zu etwa 4000 m verfolgen. Aus dieser Beobachtung zieht REISS Schlüsse auf das ehemalige Vorkommen grösserer Gletscher und deren erodirende Wirkung an den Vulcanen Ecuadors. Am Quilindaña, dessen Lage in der Nähe des Amazonas-Gebiets eine Vergletscherung begünstigt haben muss und der offenbar früher bedeutend höher war als jetzt, haben die Gletscher selbst an der Zerstörung des Berges gearbeitet, indem sie karförmige Kesselthäler aushöhlten, bis der Gipfel des Berges zu einem schmalen Felshorn zusammengeschrumpft war, der ihnen keinen Halt mehr zu bieten vermochte. Auf Glacialerosion sollen auch die tiefen Thalbildungen am Sincholagua, am Cotocachi (die beide noch Gletscher tragen), am Rucu-Pichincha, vor Allem aber die höchst eigenartige Form des Iliniza mit seinen 5305 m bzw. 5162 m hohen, noch gletschertragenden Doppelpyramiden zurückzuführen sein. Die beiden letzteren

erheben sich unvermittelt über einem flachen plateauartigen Unterbau, bestehen aus einer Übereinanderlagerung von Lavaströmen und haben nach REISS mit ihrem Sockel früher einen einheitlichen Vulcan gebildet. Karförmige Circusthäler (hondones oder cuchus) schneiden in die Felspyramiden ein; sie sind oben flach, führen theilweise alte Moränen, und in ihrem Hintergrunde hängen mitunter noch Gletscher herab; nach unten gehen sie in tief eingerissene Thäler über. Nach REISS sollen die beiden Gipfel die letzten Reste des Iliniza-Kraters darstellen, und von letzterem aus soll die Glacialerosion ausgegangen sein, welche die Masse des Berges bis auf „matterhornartige“ Felshörner reducirt hat. Als einen Übergang vom kratertragenden Vulcan zu einem Doppelgipfel von der Art des Iliniza betrachtet Verf. den heutigen Zustand des Altar. „Aus dem, über 1 km im Durchmesser grossen, von schroffen, zernagten Felszacken umgebenen Krater des Altar quillt durch einen tiefen Einschnitt ein gewaltiger Gletscher hervor, dessen unteres Ende im flachen Thalgrund von Pasuasu oder Collanes bis zu 4000 m absoluter Höhe herabreicht. Der Gletscher wird gespeist durch viele an den Innenwänden des Kraters herabhängende Gletscher und Firnfelder, und ähnliche Gletscher bedecken die Aussengehänge der Kraterumwallung. Alle diese Gletscher benagen, rückwärts einschneidend, die Kraterwände, so dass, zumal die Zerstörung von zwei Seiten vorschreitet, die Umwälzung an Höhe und Stärke stetig abnehmen muss. Es lässt sich der nicht allzufern liegende Zeitpunkt absehen, an welchem ein Theil der heute den Kraterkessel umgebenden Wände so weit erniedrigt sein wird, dass er nur eine niedere Verbindungswand darstellt zwischen den dann isolirt aufragenden beiden Hauptgipfeln, welche heute den Krateringang flankiren. Der aus dem Kraterkessel hervortretende Gletscher wird dabei stetig abgenommen haben, da er sich selbst die Firnfelder und damit die Zufuhr von Eis und Schnee abgegraben hat. Schliesslich wird an Stelle des eiserfüllten Kraters ein ausgeebneter Felsgrund verbleiben, zu dessen Seiten zwei hohe, durch einen niederen Wall verbundene Felspyramiden sich erheben.“ Überhaupt glaubt REISS eine fast vollständige Entwicklungsreihe von dem jetzt noch vergletscherten, aber unveränderten Cotopaxi, Sangay und Tunguragua bis zu dem stark veränderten, durch die Gletschererosion selbst erniedrigten und der Gletscherwirkung entzogenen Rucu-Pichincha aufstellen zu können. Der Chimborazo nähme darin eine Mittelstellung ein. Eine allgemeine Eiszeit hat übrigens in Ecuador nicht bestanden.

Über die so vielfach wechselnden Formen der älteren ecuadorianischen Vulcane hatte sich STÜBEL (Vulcanberge p. 404 ff.) folgendermaassen ausgesprochen: „Das Typische der monogenen Vulcanberge liegt in der Mannigfaltigkeit ihrer Formen bei einer aufs Deutlichste hervortretenden architektonischen Gleichartigkeit der Glieder, aus welchen diese verschiedenartigen Baue aufgeführt sind“; nach ihm hat die Erosion nur untergeordnet an der Form gearbeitet, dieselbe ist vielmehr in der Hauptsache eine ursprüngliche und muss zu dem Entstehungsact des „monogenen“ Berges selbst in innige Beziehung gebracht werden. Also auch in dieser Hinsicht

sind die Auffassungen von REISS gerade entgegengesetzt denjenigen seines Reisegefährten! Es mag dabei vielleicht auffallen, dass weder STÜBEL noch REISS localen späteren Einstürzen und Absenkungen, welche doch schon in kleineren Vulcangebieten eine grosse Bedeutung gewinnen, einen grösseren Einfluss auf die Orographie einräumen. Wie REISS nach seiner eigenen Angabe beeinflusst worden ist durch J. C. RUSSELL's Ergebnisse der glacial-geologischen Untersuchung des Mount Rainier (XVIII. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. 2. 349 ff.), so möchte er annehmen, dass auch anderwärts, vor Allem aber am Kenia und am Kilimandscharo, die Glacialerosion im grossartigsten Maassstabe an der Umformung der Vulcangebirge gearbeitet habe.

Verf. kommt zu folgenden Schlussfolgerungen:

1. „Eine Reihe der eigenthümlichsten Formen, in welchen die Vulcanberge im tropischen Hochlande von Ecuador uns entgegetreten, verdankt ihre Entstehung der Gletschererosion.
2. Alte Moränen, alte Gletscherbette und Gletscherschliffe können, an und für sich, nicht als Beweis einer allgemeinen, durch klimatische Veränderungen bedingten Eiszeit gelten; denn die Gletscher arbeiten langsam, aber sicher an ihrer eigenen Vernichtung,
 - a) indem durch die am Grunde des Flachgletschers stets wirksame Erosionsthätigkeit die Sohle des Gletscherthales vertieft wird, so dass der Gletscher sein Bett mehr und mehr in das Gebirge ein senkt, bis es zu einer Höhenlage herabgerückt ist, deren Temperaturverhältnisse das Schmelzen des Eises und damit die Verringerung der Gletschermassen, deren Rückzug und schliesslich die Vernichtung des Gletschers bedingt;
 - b) indem die rückwärts einschneidenden Gletscher den Berg zerstören, der ihre Firnfelder trägt.
3. Ein flacher vulcanischer Dom mit einer centralen, unvermittelt aufsteigenden Felspyramide, an deren Fuss radial angeordnete, die äussere Form des Berges nicht wesentlich beeinflussende Einsenkungen, Kare, sich finden, deren flacher Thalboden von steilen Wänden umgeben ist, die im Hintergrund amphitheatralisch sich an die schroffen Felsen der Gipfelpyramide anschliessen und deren Gewässer in flacheren Rinnen steil am Aussenhange des Berges abfliessen, weisen ganz unzweideutig auf alte Vergletscherung, weisen darauf hin, dass wir es mit einem durch Gletschererosion schon stark zerstörten Gebirge zu thun haben.“

Aus der sehr breit angelegten Dissertation von YOUNG — dieselbe giebt u. A. eine Einzelbeschreibung von etwa 150 Handstücken — geht hervor, dass in dem Gebiete die Pyroxenandesite die Hauptrolle spielen. Hypersthen kommt fast immer neben Augit in wechselnder Menge darin vor. Bemerkenswerth sind solche hierher gehörige Gesteine, deren Grundmasse arm an Eisen ist und als allerletzte Ausscheidung ziemlich viel Tridymit enthält, welcher die Rolle des Glases übernimmt. Pyroxenandesite bilden den Pasochoa, den Quilindaña und die älteren und jüngeren Laven des Cotopaxi. Eine scharfe Grenze zwischen diesen Gesteinen und

den ziemlich untergeordnet auftretenden Feldspathbasalten besteht nicht; letztere kommen vor am Rumiñahui, und Übergänge von den Andesiten zu den Basalten zeigen manche Laven des Cotopaxi. Die das Fussgebirge des letzteren grossentheils aufbauenden hellfarbigen Bimssteine sind Biotitandesite. Hornblendeandesite mit beinahe ganz fehlenden Pyroxeneinsprenglingen stammen vom Sincholagua; Hornblendeproxenandesite (Hornblende // a honiggelb, // b braungrün, // c schön olivengrün und // a hellgelblich, // b braungrün, // c gelblichgrün) sind vorzugsweise in der Picacho-Formation verbreitet. Endlich besitzen Dacite eine nur geringe Verbreitung als Lesestücke am Sincholagua, und ein nur 55% SiO₂ enthaltendes, ziemlich eisenreiches Vorkommen aus der Caldera des Rumiñahui mit wenig Quarz und einem labradorähnlichen Plagioklas wird gleichfalls dem Dacit beigezählt. Verf. theilt fünf von ihm selbst ausgeführte Analysen eines Biotitandesits, dreier Hornblendeproxenandesite und eines Feldspathbasalts mit. Bezüglich der Andesite ergibt sich, dass die Biotitandesite im Allgemeinen die sauersten, die Pyroxenandesite die basischsten Glieder der Reihe sind. Bisher scheint weder in der Umgebung des Antisana (s. die petrographische Untersuchung durch ELICH), noch am Cotopaxi die Feststellung einer bestimmten Gesetzmässigkeit in der chemischen Veränderung des ergossenen Magmas möglich gewesen zu sein; sie wird späteren geologischen Detailstudien vorbehalten bleiben. Im grossen Ganzen hat es aber doch schon jetzt den Anschein, als ob ebenso hier, wie z. B. in Guatemala, basischeren Ergüssen saurere vorangegangen wären.

Der Schluss (p. 277—356) des unter dem Titel: „W. REISS und A. STÜBEL, Reisen in Südamerika“ im Jahre 1892 begonnenen Sammelwerkes enthält eine Übersicht der in den einzelnen Vulcangebieten auftretenden Gesteine, eine Übersicht des Vorkommens der einzelnen Gesteine und Gesteinsvarietäten, Namenverzeichniss (Höhen nach REISS und STÜBEL), Sachverzeichniss, Nachträge und Berichtigungen.

Die Herausgabe der noch fehlenden petrographischen Untersuchungen einzelner Theile der Ostcordillere, wie alle weiteren Resultate der Reisen von W. REISS und A. STÜBEL bleibt Einzelpublicationen vorbehalten.

Bergeat.

W. REISS: Ecuador 1870—1874. Heft 1. Berlin 1901. Die vulcanischen Gebirge der Ostcordillere vom Pamba-Marca bis zum Antisana.

—: Geologisch-topographische Einleitung. 3—56.

E. ELICH: Mineralogisch-petrographische Untersuchung. 57—113.

Das hier behandelte Gebiet ist seit BOUGUER's und CONDAMINE's Gradmessung und HUMBOLDT's Reise ein classisches Land für die Geologie und Geographie. Nach der STÜBEL-WOLF'schen Karte von Ecuador ist der

Pamba-marca (4093 m) 37 km ONO., der Antisana (5676 m) 50 km SO. von Quito entfernt; zwischen beiden zieht sich ein breiter Gebirgsrücken hin, von der Hauptstadt durch eine Hochebene, die Quito-Mulde, getrennt; er bildet die Wasserscheide zwischen dem Stillen und dem Atlantischen Ocean.

Der Pamba-marca scheint aus Andesitströmen und sehr untergeordneten Tuffmassen zu bestehen; an ihn schliesst sich gegen S. der Cerro de las Puntas mit einem weiten, 360 m tief eingesenkten alten Krater und weiterhin der Guamaní, bekannt durch die massenhafte Verbreitung perlitischer Obsidiane, von denen wohl zuerst HUMBOLDT Proben nach Europa gebracht haben dürfte. Letzterer giebt als Fundort den „Cerro del Quinche“ an, der dem vorhin erwähnten, vor den übrigen Höhen des Gebirgszugs durch seine wilden Formen ausgezeichneten Cerro de las Puntas entspricht, wo indessen nach REISS kein Obsidian, sondern Andesit ansteht. REISS glaubt deshalb, dass die HUMBOLDT'schen Stücke überhaupt nicht dem anstehenden Gestein, sondern den auf der Quito-Hochebene massenhaft verbreiteten Obsidiangeröllen entnommen sind, welche dem Guamaní entstammen. Ebenso ist der 1875 von G. VOM RATH untersuchte Obsidian von „Oyacacchi“ ein vom Guamaní stammender Findling gewesen.

Die genannten Gebirge gehören dem älteren Fussgebirge an, welchem der junge Aufschüttungskegel des Antisana z. Th. aufgesetzt ist; zum anderen Theil aber ruht dieser echte Stratovulcan wahrscheinlich unmittelbar auf dem krystallinen Schiefergebirge der Cordillere, das in den tiefsten Schluchten aufgeschnitten ist und in der südlichen Nachbarschaft des Vulcans Höhenzüge aufbaut. Das ganze Fussgebirge besteht fast ausschliesslich aus Lagen von Andesit, Dacit und Liparit, beinahe ohne irgendwelche Zwischenlagerungen lockerer Producte. Die höchsten Gipfel desselben, die den Mirador del Chacana (4643 m) bilden, umrahmen eine 280 m tiefe Caldera, den Hondon de San Clemente, an der Westseite des Antisana. Zwischen dem Ostabhang des Fussgebirges und dem letzteren Vulcan haben dessen Ausbrüche eine 4300 m hohe Hochfläche geschaffen, die theilweise von dem Gletscherschutt des Antisana überdeckt ist und auf der sich der prächtige Ringwall des Chusalungo-Vulcans aufgebaut hat.

Der Antisana ist bis zu etwa 1000 m unter seinem Gipfel mit Schnee und Eis bedeckt. Der Südfuss des eigentlichen Kegels liegt bei 4000—4300 m, so dass dessen relative Höhe dort 1700 m beträgt; nach O. zu sind seine Producte noch bei 3480 m, also etwa 2300 m unter seinem Gipfel nachgewiesen worden und in dieser Höhe lässt er sich aus einer Entfernung von 6 km überblicken, d. i. die Distanz, in der der ungefähr 1300 m hohe Vesuv von Torre del Greco her gesehen wird. Der Vulcan war angeblich im Jahre 1590 thätig, und HUMBOLDT erwähnt ferner Ausbrüche im Jahre 1728 und 1801. Der Krater ist 1000 m tief und hat etwa 1800 m im Durchmesser. Lagen von Laven und Agglomeraten bauen ihn auf, Fumarolen brechen in den Thälern seiner Flanken hervor und machen das Wasser mancher Bäche sauer und ungeniessbar. Sein Gestein ist Pyroxenandesit.

An der West- und Nordflanke des Kegels sind einige Andesitströme von theilweise mächtigen Dimensionen zu sehen: Der Sara-huazi-volcan, der Guagra-ia-lina-volcan (der Volcan de la Hacienda HUMBOLDT's), der Yana-volcan und der Mauca-machai-volcan. Die Ströme sind bis zu 40—60 m mächtig, dabei manchmal nur 150 m breit und zeigen theilweise sehr gut die Bildung starrer, hoher Seitenwälle, zwischen denen die Lava wie in einer Rinne abgeflossen ist. Nur der Sara-huazi-Strom hat eine grössere Länge (wahrscheinlich 4—5 km), während die drei anderen nur 600 m hoch am Abhang des Vulcans zu verfolgen sind, bis sie unter den Gletschern und ihrem Schutt verschwinden. Am Sara-huazi kann man mit viel Wahrscheinlichkeit erkennen, dass er sich aus einem Bimssteinkegel ergossen hat.

Ausser diesen eigentlichen Antisana-Strömen, welche wie das übrige Material des Kegels aus Andesit bestehen, sind in neuerer, theilweise nachweislich in historischer Zeit auch aus dem alten Fussgebirge Ströme hervorgebrochen, denen REISS eine eingehende, sehr lesenswerthe Beschreibung widmet. Es sind dies: der Volcan de Potrerillos, der Volcan de Cuscungu und die Reventazon de Antisanilla (HUMBOLDT's Volcan d'Ansango).

Der Volcan de Potrerillos entsprang der Schlucht, welche aus der Caldera des Hondon de S. Clemente nach NO. zieht. An der Ausbruchsstelle sind keinerlei Anzeichen von Explosionen zu bemerken, vielmehr muss sich der Strom in ganz ähnlicher Weise gebildet haben wie im Jahre 1866 der Georgios auf Santorin. Vier amphitheatralisch absteigende Lavawülste umgeben die Ausbruchsstelle und bilden einen Circus, der durch eine 20—30 m tiefe Einsenkung von dem mauerartig emporsteigenden, wild zerrissenen Lavastrom getrennt ist. Einen Theil der Schilderung dieses Stroms glaubt Ref. nachstehend wörtlich wiedergeben zu sollen: „Wir haben also eine halbmondförmige Umwallung mit einer centralen Kuppe, von deren Fuss aus die Lavaströme beginnen. Aber dieser scheinbar nach dem Muster von Somma und Vesuv gebildete Hügel besteht nicht aus über einander gelagerten Schichten von losem Auswurfmaterial und festen Laven, er wird vielmehr von ein und derselben compacten Lavamasse aufgebaut, die, zähflüssig emporquellend, die schon halb erstarrten Theile zu den beschriebenen Formen auseinander schob. Es ist ein Methana im Kleinen. Klein, merkwürdig klein sind alle Verhältnisse an diesem Ausbruch, der einem langen und mächtigen Lavastrom als Austrittspunkt diente. Der Circus hat einen Durchmesser von etwa 300 m, sein Kamm erhebt sich etwa 20 m über den Grund des flachen Absatzes im alten Gestein, auf welchem der Ausbruch stattfand; der halbmondförmige Ring ist, wie schon gesagt, etwa 20—30 m tief und der Centralkegel etwa 40 m hoch.“ Der Strom dürfte im oberen Theil 50 m, im unteren Verlauf etwa 100—150 m mächtig sein, ist 6 km lang, und die Höhendifferenz zwischen Ursprung und Ende beträgt 850 m. „Wie ein mächtiger Damm, mit steil abgeöschten Seitenwänden, zieht der Strom in der Mitte des San Clemente-Thales herab.“ Etwas kleiner, aber dem vorhin erwähnten ähnlich ist der

Volcan de Cuscungu, der an dem 11 km W. vom Gipfel des Antisana gelegenen Tabla-rumi entspringt. Er besteht aus Amphibolpyroxenandesit.

17 km in der gleichen Richtung von Antisana entfernt entspringt der Antisanilla-Strom im höchsten Theile des Fussgebirges. Am Abhange des Puma-loma bezeichnen zwei „augenscheinlich durch vulcanische Explosionen“ entstandene halbkreisförmige Einbuchtungen, die „Hornillos“, die Ursprungsstelle zweier Lavaströme. Beide sind gleichfalls von circusartigen Lavawülsten umgeben. Derjenige der älteren, in ihrem weiteren Verlauf nicht zu verfolgenden Ausbruchsmasse zeigt eine merkwürdige Abschleifung, welche auf die Reibung der ausfliessenden Lava zurückgeführt wird. Der jüngere Erguss ist der gewaltige Antisanilla-Strom. Nachstehende Zahlen geben einen Begriff von seinen Dimensionen:

Durchmesser des „Explosionskessels“ am Puma-loma . .	500—600 m
Tiefe dieses Kessels	93 „
Höhe des halbmondförmigen Lavawalles, der den Ursprung des Stroms umgiebt	30 „
Durchmesser dieses Circus, der nach innen zu aus etwa 15 concentrisch angeordneten, durch Spalten getrennten Lavaleisten besteht	200 „
Höhe der centralen Lavakuppe	27 „
Tiefe der Einsenkung zwischen ihr und dem Lavawall	26 „
Länge des Stroms	8—10 km
Mächtigkeit am unteren Ende	150 m
Höhenunterschied zwischen dem Ausbruchspunkt der Lava und ihrem unteren Ende in der Quebrada Guapal . .	1139 „

„Die senkrechte Höhe von 1139 m, welche den Austrittspunkt der Lava von seinem unteren Ende trennt, entspricht ungefähr der absoluten Höhe des Vesuv. Versetzen wir nun in Gedanken den Antisanilla-Strom an die Abhänge des europäischen Mustervulcans, so würde derselbe einen 200—400 m breiten, 50—80 m hohen Damm oder Wulst mit steil abgebochten Seitenwänden darstellen, der wie ein Bergrücken vom Vesuv-gipfel bis zur Meeresküste und noch einige Kilometer in das Meer hinein, Inseln oder ein langgestrecktes Riff bildend, sich erstrecken würde. Welchen Eindruck ein solcher Lavastrom am Vesuv machen müsste, kann man sich vergegenwärtigen, wenn man bedenkt, dass Camaldoli della Torre, der in fast allen Ansichten des Vesuv so hervorragende Kegel, kaum 80 m über das umgebende Gehänge aufragt. Wie Tintenbäche würden die Laven des Vesuv gegen einen solchen Lavastrom aussehen.“

Beim Ausbruch des Antisanilla haben Explosionen nicht ganz gefehlt; denn zwischen dem jungen Lavakegel und der Wand der Puma-loma liegt eine etwa 20 m tiefe trichterförmige Einsenkung, und Bruchstücke älterer Laven sind scheinbar von hier aus auf den Strom geschleudert worden. Im übrigen ist die Aufschüttung auch dieses Stroms ohne Bildung eines Aufschüttungskegels vor sich gegangen. Recht bemerkenswerth scheint übrigens auch zu sein, dass der unter dem Strom fließende Isco-Fluss mit einer

Temperatur von 12° d. i. das örtliche Jahresmittel, wieder zu Tage tritt, weil das beweist, dass auch diese gewaltige Lavamasse, deren Ursprung höchst wahrscheinlich in die erste Hälfte des 18. Jahrhunderts fällt, gänzlich erstarrt sein dürfte.

Die erwähnten Lavaströme des Antisana-Fussgebirges sind grossartige Beispiele zähflüssiger Ergüsse ohne unmittelbar vorausgehende Förderung loser Auswürflinge. Sie sind weiterhin dadurch charakterisirt, dass sich um ihre Ausbruchsstelle compacte Lavawälle aufgebaut haben. Analoga dieser Ströme finden sich auf den Liparen (die Rocche rosse und die Forgia vecchia), auf den Azoren, auf Tenerife u. s. w., und der Ausbruch des Georgios auf Santorin hat einen solchen in der Entstehung beobachten lassen. Die Aufstauung der zähen Laven über dem Ausbruchsort gilt für den Verf. als ein Beweis für die Möglichkeit der Entstehung von „Quellkuppen“ [dieselbe wird allerdings noch deutlicher bewiesen durch die, freilich kratertragenden Andesit- und Pantelleritkuppen auf den Liparen und Pantelleria. Ref.].

Zwischen der Ost- und Westcordillere erstreckt sich von S. nach N. die Mulde von Quito. Dieselbe hat bereits als eine Einsenkung von unbekannter Tiefe bestanden, als das Land nur von archaischen Gesteinen und Ablagerungen der Kreidezeit und mesozoischen Eruptivmassen gebildet wurde und junge Eruptionen noch nicht eingetreten waren. Diese letzteren fanden dann besonders auf dem Westabhang der Cordillere statt und verengten einerseits die Einsenkung, während sie dieselbe andererseits auch mit ihren Producten auffüllten: junge Tuffe mit Bimsteinen und zahllosen Trümmern vulcanischer Gesteine bilden als eine Hunderte von Metern mächtige Ablagerung einen zumeist wasserlosen, von der Sonne durchglühten Boden, der von tiefen Schluchten durchrissen wird. Die Bergabhänge sind von einem lössartigen Tuff, der Gangahua, bedeckt, welche Reste von Säugethieren führt und der eine äolische Entstehung zugeschrieben wird; sie zieht sich als oft mächtige Ablagerung bis zu 3000 m Höhe hinauf. [Sie dürfte wohl dem Tufflöss der äolischen Inseln entsprechen. Ref.]

Ein längerer Abschnitt beschäftigt sich mit der Frage, wie die Ausfüllung der Mulde vor sich ging. Während MORITZ WAGNER, WOLF und STÜBEL in derselben ein altes interandines Seebecken erblicken und die Entstehung der dasselbe entwässernden Cordillerenquerthäler für jünger halten und glauben, die letzteren seien durch gewaltsame Vorgänge im Gefolge der vulcanischen Ausbrüche gebildet worden, nimmt REISS an, dass zwischen den beiden Cordilleren von jeher eine Einsenkung bestanden habe, welche von den Durchbruchsthälern schon seit langer Zeit entwässert worden sei; jedem solchen grossen Wasserlauf, wie sie jetzt in gewaltigen Schluchten die Cordilleren durchschneiden, habe innerhalb der Einsenkung eine Theilmulde, ein besonderes Entwässerungsgebiet entsprochen. Erst später haben dann die Ausbrüche am Westabfall der Ostcordillere, auf dem Kamm der Westcordillere und innerhalb der Einsenkungen selbst stattgefunden; durch dieselben sind wohl stellenweise die Wasserläufe abgelenkt worden, die Auswurfsmassen fanden aber bereits tief ausgenagte

Thäler vor, in welchen sie theils sofort weggeschwemmt wurden oder welche sie ausgefüllt haben. Die in der Mulde von Quito abgelagerten Tuffe sind theils durch die Regengüsse von den Abhängen der Vulcane her zusammengeschwemmt worden, theils stammen sie von gewaltigen Schlammfluthen, wie solche noch heute bei grösseren Ausbrüchen des Cotopaxi, als eine furchtbare Erscheinung den Anwohnern wohl bekannt, in die Thäler stürzen. Auf solche Weise werden die Vulcane ihrer lockeren Producte beraubt, diese wandern in die Thäler und Einsenkungen, und damit erklärt es sich auch, dass an den ecuadorianischen Vulcanen Tuffschichten eine sehr geringe Rolle spielen, die Lavaströme aber vorwalten.

Der Aufbau der ecuadorianischen Vulcane, der Absatz der viele Hundert Meter mächtigen Tuffmassen hat sich nach REISS ganz allmählich und niemals rascher vollzogen, als noch heutigen Tags die vulcanischen Ereignisse an einer Veränderung der Cordilleren arbeiten. Die Annahme, dass die grossen Vulcane einer Zeit intensiverer vulcanischer Thätigkeit ihr Dasein verdanken, weist REISS mit Entschiedenheit zurück, weil sie durch nichts beweisbar sei. In historischer Zeit, d. i. seit dem 16. Jahrhundert, hat sich nach ihm die Häufigkeit der Ausbrüche in Ecuador nicht geändert. Es waren thätig:

im 16. Jahrhundert	der Cotopaxi, Pinchincha, Antisana;
„ 17. „	der Pinchincha, Tunguragua;
„ 18. „	der Sangay, Cotopaxi, Tunguragua, Antisana;
„ 19. „	der Sangay, Cotopaxi, Tunguragua;

es ereigneten sich Ausbrüche:

im 16. Jahrhundert	3,
„ 17. „	2,
„ 18. „	9 (der Sangay war unausgesetzt thätig),
„ 19. „	5 „ „ „ „ „ „

An anderer Stelle hatte Verf. berechnet, dass der Cotopaxi sich in 80 000 Jahren aufgebaut habe. Ecuador besässe etwa vierzig Vulcanberge, die vulcanische Thätigkeit sei von Anfang an immer gleich intensiv geblieben, zu jeder Zeit seien aber nur 4—5 Berge in Thätigkeit gewesen, die zu ihrem Aufbau gleichfalls etwa 80 000 Jahre gebraucht hätten. Da zudem die Gesteine des Fussgebirges allein das Material zu 20 weiteren Vulcanen hätten liefern können und auch die Förderung dieser Massen nicht rascher stattgefunden habe als der Aufbau der Kegel, so berechne sich die Zeitdauer der vulcanischen Thätigkeit in Ecuador, welche übrigens erst gegen Ende der Diluvialzeit begonnen haben soll, auf mindestens 1 200 000 Jahre. Jedenfalls sind die gewaltigen Vulcane Ecuadors typische Stratovulcane, welche sich ebenso wie der Vesuv, der Aetna und der Stromboli in langen Zeiträumen und allmählich aufgebaut haben. Der Annahme STÜBEL'S, welcher dieselben in ihrer ganzen Masse und ihrer gegenwärtigen Form auf einmalige katastrophentartige Entleerungen von Magmaherden zurückführte und als monogene Vulcane erklärte, tritt Verf. mit Entschiedenheit entgegen.

Der mikroskopischen Untersuchung unterwarf ELICH die Stücke der grossen REISS'schen Sammlung und die von A. v. HUMBOLDT und BOUSSINGAULT herrührenden Gesteinssuiten. Es ergab sich, dass die Hauptmasse der Gesteine verschiedenen Andesittypen angehört, neben denen untergeordnet Dacite und Liparite auftreten. Unter den Andesiten bestehen die verschiedensten Übergänge von den Biotit- zu den Pyroxenandesiten, die Dacite gehen unmittelbar in die Andesite, die Liparite in die Dacite über. Die Liparite treten als Obsidiane, Bimsteine, Pechsteine, Perlite oder als lithoide Bildungen von hellgrauer Farbe und sandsteinähnlichem oder trachytischem Aussehen auf. Sanidin, grünlichbraune Hornblende und Biotit herrschen vor, der Plagioklas hat die Zusammensetzung Ab_2An_3 bis Ab_8An_1 ; der Augit gehört fast nur der Grundmasse an. Die in den Gläsern auftretenden Sphärolithe sind bald homogene Quarz-, bald homogene Sanidinsphärolithe; in den lithoiden, felsophyrischen Lipariten sind positive Mikrofelsitsphärolithe häufig. Im Bereich des Pamba-marca kommen Gesteine mit mikrogranitischer Structur vor. Im Ganzen werden neun Liparitanalysen mitgetheilt und theilweise discutirt; z. Th. stammen dieselben von älteren Autoren, theilweise vom Verf., von O. TIETZE und F. v. WOLFF. Unter Zugrundelegung des von LOEWINSON-LESSING gegebenen Schemas ergaben sich folgende Daten:

1. Sphärolithischer brauner Pechsteinblock von Oyacachi (Ostseite des Guamaní), Liparit mit Hinneigung zum Natronliparit.
 - a) $1,35 \bar{R}O . 1,36 R_2O_3 . 12,3 SiO_2$,
 - b) $R_2O : RO = 16 : 3$,
 - c) $\alpha = 4,5$.
2. Felsophyrischer Liparit vom Tablon de Itulgache. Natronliparit.
 - a) $1,8 \bar{R}O . 1,1 R_2O_3 . 12,8 SiO_2$,
 - b) $R_2O : RO = 5 : 2$,
 - c) $\alpha = 5$.
3. Obsidian von dort, Natronliparit.
 - a) $1,4 \bar{R}O . 1,4 R_2O_3 . 12,2 SiO_2$,
 - b) $R_2O : RO = 12 : 2$,
 - c) $\alpha = 4,5$.
4. Hellgrauer Perlit vom Tablon de Itulgache.
 - a) $1,41 \bar{R}O . 1,4 R_2O_3 . 12,4 SiO_2$,
 - b) $R_2O : RO = 10 : 2$,
 - c) $\alpha = 4,5$.
5. Obsidianblock aus der Quito-Mulde, nach HUMBOLDT vom Cerro del Quinche, wahrscheinlich aber vom Guamaní. Dacitischer Liparitobsidian.
 - a) $1,8 \bar{R}O . 1,4 R_2O_3 . 12,2 SiO_2$,
 - b) $R_2O : RO = 5 : 2$,
 - c) $\alpha = 4,06$.
6. Obsidian vom Filo de los Corrales am Guamaní. Dacitischer Liparitobsidian.

- a) $1,8 \bar{R}O . 1,3 R_2O_3 . 12,3 SiO_2$,
 b) $R_2O : RO = 7 : 5$,
 c) $\alpha = 4,3$.
7. Schwarzer Obsidian vom Nordrand des Urcu-cui im Fussgebirge des Antisana. Natronliparit.
 a) $1,72 \bar{R}O . 1,4 R_2O_3 . 12,2 SiO_2$,
 b) $R_2O : RO = 6 : 2$,
 c) $\alpha = 4,1$,
 d) Molecularverhältniss $K_2O : Na_2O = 1 : 5,1$.
8. Lithoider Liparit vom Nordrand des Urcu-cui.
 a) $1,48 \bar{R}O . 1,46 R_2O_3 . 12,3 SiO_2$,
 b) $R_2O : RO = 5 : 2$,
 c) $\alpha = 4,1$.

Die Dacite sind zumeist hellgraue, trachytische Gesteine mit fast stets sichtbaren Einsprenglingen von Quarz. Den Plagioklaseinsprenglingen entsprechen die Formeln Ab_1An_1 bis Ab_8An_1 ; sie sind nur selten durch Opal verdrängt, während die braune Hornblende häufig in opake Massen umgewandelt ist. Auch der Biotit ist meistens stark zu eisenhaltigen Producten verändert oder gebleicht. Gegenüber der Hornblende tritt der rhombische und der monokline Pyroxen in den Hintergrund; nur in der Lava des Antisanilla-Stromes ist das Gegentheil der Fall. Olivinkristalle ((110), (010) und (010), (021) waren zu beobachten) sind in den dunkleren Dacitvarietäten häufig. Die Feldspäthe der Grundmasse gehören zu den Mischungen Ab_3An_4 bis Ab_6An_1 .

Die Dacite sind verbreitet im Fussgebirge des Antisana, und auch die dunkle olivinführende Lava des Antisanilla ist ein Dacit. Die Analyse des Gesteins vom Westende der Laguna de Papa-lacta ergab:

- a) $2,3 \bar{R}O . 1,7 R_2O_3 . 11,2 SiO_2$,
 b) $R_2O : RO = 3,5$,
 c) $\alpha = 3,02$.

Die Andesite sind dunkle, bald compacte, bald poröse Gesteine; die dunkleren Varietäten gehören zumeist zu den Pyroxenandesiten. In den zonar gebauten Feldspatheinsprenglingen gehören die Zonen zur Reihe Ab_1An_3 bis Ab_4An_1 . Der nie fehlende rhombische und der monokline Pyroxen zeigen das in Andesiten gewöhnliche Verhalten. Die Hornblende tritt in zwei Varietäten manchmal in ein und demselben Gestein auf; dieselben haben verschiedenen Pleochroismus:

- | | |
|--------------------------------|------------------------|
| a) blutroth bis rostbraun // b | b) dunkelgrasgrün // b |
| hellbraun // a | hellgelbgrün // a |
| dunkelbraun // c | desgl. // c |

Olivin ist ziemlich verbreitet, Biotitandesite scheinen spärlich vorkommen. Die Plagioklase der Grundmasse sind meistens saurer als die eingesprengten; sie gehören zur Reihe Ab_2An_3 bis Ab_4An_1 . Die Gesteine entsprechen den krystallin-körnigen, pilotaxitischen, hyalopilitischen und

vitrophyrischen Typen von Biotitandesit, Pyroxenandesit, Amphibolpyroxenandesit, Amphibolbiotitandesit und Amphibolbiotitpyroxenandesit.

Ein Pyroxenandesit vom Rio Huambi bei Puembo zeigte folgende chemische Verhältnisse:

$$a) 2,6 \overline{R}O . 2,1 R_2O_3 . 10,3 SiO_2,$$

$$b) R_2O : RO = 2 : 7,$$

$$c) \alpha = 2,33.$$

Die verschiedenen Andesite sind allenthalben über das Gebiet verbreitet; die Gesteine des Antisana selbst sind an Olivin mehr oder weniger reiche Pyroxenandesite.

Bergeat.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

E. Fedorow und W. Nikitin: Das Bogoslawsk'sche Bergrevier. Beschreibung seiner Topographie, Mineralogie, Geologie und Erzlagerstätten. Mit 2 Beilagen von E. STRATONOWITSCH: 1. Über die fossile Fauna und Flora des Reviers; 2. Kurzer Bericht über die Thätigkeit des geologischen Instituts des Bogoslawsk'schen Bergreviers im Jahre 1900. St. Petersburg 1901. 4^o. 464 p. Mit zahlreichen Textfiguren, Mikrophotographien, Profilen und Grubenrissen nebst einem Atlas, enthaltend 1 hypsometrische Karte (1:84000), 1 geologische Karte (1:84000) des Reviers und 8 Blätter mit geologischen Skizzen, Plänen, Profilen und Grubenrissen. Russisch.)

In dem vorliegenden umfangreichen Werke sind die Resultate der von den Verf. und ihren Mitarbeitern 1894—99 im Bogoslawsk'schen Bergrevier ausgeführten Untersuchungen niedergelegt. Der zur Behandlung kommende Stoff gliedert sich in folgende Capitel.

I. E. Fedorow: Topographischer Abriss. (8 p.) Das rund 4000 Quadratwerst umfassende Revier ist unweit des Deneschkin Kamen im nördlichen Ural gelegen. Auf der hypsometrischen Karte entspricht die Isohyse 0 Faden einer absoluten Höhe von 34 Faden (= 0 Punkt des Bergreviers). Die 50 Faden-Isohyse trennt das ebene Gebiet im Osten von der Zone des welligen Terrains und entspricht annähernd der Grenze der Transgression des Tertiärmeeres. Ungefähr mit der 100 Faden-Isohyse beginnt nach Westen zu das bergige Gebiet. Besonders die wellige und ebene Zone sind reich an Erzen.

II. W. Nikitin: Die Mineralien des Bogoslawsk'schen Bezirkes. (175 p.) Nachdem eingangs ein 51 Nummern umfassendes Verzeichniss der die Mineralien des Bezirkes behandelnden Literatur gegeben, erfahren die bisher aufgefundenen Species z. Th. auf Grund der vorhandenen Literatur, z. Th. auf Grund eigener und von FEDOROW zur Verfügung gestellter Beobachtungen eine ausführliche Beschreibung unter Angabe von Ort und Art des Vorkommens, besonderer Eigenschaften, wahrscheinlicher Bildungsweise etc. Über einige Mineralien des Bezirkes ist bereits früher

eine vorläufige Mittheilung erschienen (vergl. dies. Jahrb. 1900. I. -343-), die zur Ergänzung der folgenden Angaben zu dienen hat.

Bisher wurden beobachtet: Arsen nur einmal. Platin, Iridium und Osmiridium selten in den Goldseifen. Blei (Naturproduct?) in Körnern bis 15 g in den Seifen. Kupfer in vielerlei Gestalt, darunter die bekannten prächtigen Krystalle und dendritischen Zwillinge der Turjinsk'schen Gruben; tritt auf als Einsprenglinge im Kupferglanz, in Dendriten und Adern im Rothkupfererz, Ziegelerz, Brauneisenstein, eisenschüssigen Thon, in Form von Körnern, Krystallen und Dendriten ohne Begleitung von Erzen oder Schwermetallen im Diorit, Syenit, Serpentin, Diabasporphyrituff etc.; sehr häufig auch in Goldseifen. Silber nur in den oberen Horizonten der Kupfergruben. Gold vorwiegend in Seifen, selten mit Platin verwachsen; im Gangquarz der Serpentine nur in geringen Mengen (mit Ausnahme einer Quarzader, welche auf 33,76 kg Gestein 8,19 kg Gold lieferte); auch als dünne Umhüllung von Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit, sowie in tertiären Conglomeraten. Antimonglanz selten. Zinkblende gewöhnlich kupferhaltig. Magnetkies nur an wenig Orten in grösserer Menge. Schwefelkies gemein, besonders in den Kupfererzlagerstätten und deren Nachbarschaft, sonst auch in Eruptiv- und Sedimentgesteinen; Gersdorffit, Speiskobalt, Chloanthit und Lößlingit, letzterer (Ni-, Co-, Cu-, S-haltig) nur in wenigen Gruben. Bleiglanz nicht selten, aber in nur geringen Mengen. Kupferglanz sehr verbreitet in Krystallen (zuweilen von Tenorit umschlossen), derben Massen und eingesprengt. Covellin sehr selten. Zinnober in Goldseifen, besonders solchen, die relativ reich an Platin. Bornit nur local in grösseren Mengen. Kupferkies sehr verbreitet in verschiedenen Gesteinen und Erzgängen. Fahlerz meist Sb-, seltener As-haltig oder gemengt, frei von Zn, Ag, Hg, ziemlich selten. Wasser (Analysen einer Schwefelquelle und von Flusswasser). Arsenolith sehr selten. Quarz. Quarzin bildet Schollen im Diabas. Chalcedon (Geschiebe von Jaspis; Kascholong). Tridymit mikroskopisch in einem sauren sphärolithischen Glase. Anatas. Zirkon accessorischer mikroskopischer Bestandtheil verschiedener Gesteine. Pyrolusit aderförmig im Sandstein, leberförmig in Thonen etc. Periklas selten mikroskopisch im Serpentin. Hämatit (Eisenglanz, Eisenglimmer, Eisenrahm, Martit; dichtes Rotheisenerz pseudomorph nach Granat ist das Haupterz der Auerbach'schen Gruben). Cuprit (Rothkupfererz, Ziegelerz, Lebererz; Bronzeerz = erdiger Cuprit, durchsetzt von gediegenem Kupfer) nur local in reicheren Partien im Thon und in Eisenerzen. Opal (Siliciophit im Serpentin, amorphe Kieselsäure in tertiären Thonen, z. Th. colloidal, Tripel). Manganit, nierenförmig, weit verbreitet im Thon. Turjit und ihm nahestehende Varietäten von Eisenerzen sehr häufig in einigen Gruben, Geoden im Thon bildend. Brauneisenerz in verschiedenen Varietäten und pseudomorph nach Pyrit, Kupferkies, Magnetkies, Chromit, Granat, Epidot; relativ wenig verbreitet, u. A. in grösseren Massen in tertiären Sedimenten. Haloidsalze (NaCl und MgCl₂ gelöst in der Schwefelquelle). Calcit weit verbreitet in Krystallen,

grobkörnigen Aggregaten, als Marmor, dichter Kalkstein. Dolomit selten. Magnesit selten im Serpentin. Oligonit sphärolithisch in tertiären Glaukonitsandsteinen; Zusammensetzung zweier thoniger Oligonitproben unter I und II, ungefähr der Formel $2(\text{Fe}, \text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3 \cdot \text{MnCO}_3$ entsprechend. Siderit ziemlich häufig in den Kupfererzgruben, ferner in den Thonen der Brauneisenerzgruben, sowie als Cement von Brauneisenerzconglomerat; auch Sphärosiderit. Aragonit selten. Cerussit selten. Malachit, z. Th. als Atlaserz, Sammeterz, nur local häufiger. Azurit desgleichen. Wad selten. Baryt zuweilen in Kupfererzgängen und auf Brauneisenerz. Gyps selten. Kupfervitriol nebst Eisenvitriol in einigen Grubenwässern, selten krustenförmig auf Grubenzimmerung. Spinell und Picotit in Serpentin. Chromeisenerz, wichtigstes Mineral der Serpentinhorste; Zusammensetzung unter III, entsprechend der Formel $7\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 + 2\text{MgO} \cdot \text{Cr}_3\text{O}_3 + 6\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3 + 2\text{CrO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$, eine Mittelstellung zwischen Spinell und typischem Chromit einnehmend. Magneteisenerz als Gemengtheil und in mächtigen Stöcken und Nestern in verschiedenen Gesteinen (besonders den Augitgranatgesteinen). Muschetowit in Geschieben beim Alexejew'schen Bergwerk. Apatit als Gesteinsgemengtheil. Vivianit als Einschlüsse in Thonen unter Torf und in den liegenden zersetzten Augitgranatgesteinen, woselbst er Ausfüllungspseudomorphosen nach Pyrit bildet. Sillimanit als Gemengtheil zersetzten Augitporphyrits. Datolith krustenförmig in einer Spalte eines völlig calcitisirten Diabasaphanites. Turmalin selten mikroskopisch in körnigen Contactkalksteinen. Humit nur einmal im Schriff eines Gesteines (welches?) bestimmt. Zoisit mikroskopisch in verschiedenen Gesteinen, pseudomorph nach Granat und Feldspäthen, mit Epidot auch Mandeln füllend, z. B. im Aphanit, Hornblendeandesinophyr. Epidot sehr verbreitet in Gesteinen. Vesuvian selten im Granat- und Aktinolithgestein. Olivin in verschiedenen Eruptivgesteinen. Fayalit in einem Diabasporphyrit. Granat in Gesteinen. Chrysokoll gegenwärtig selten. Prehnit fraglich. Biotit häufig secundär in Gabbros etc. Muscovit im Granit etc. Marsjatskit (Manganglaukonit) in den tertiären Sandsteinen am Oberlauf der Sosjwa; diese Sandsteine enthalten 20,94% SiO_2 , 8,78% Fe_2O_3 , 25,66% Mn und liefern bei der Verwitterung ein im Mittel 35–40% Mnhaltiges Manganerz (vorwiegend Manganit). Chloritoid beobachtet im Schriffe eines Gesteines (welches?). Pennin im Schriff entweder farblos mit sehr geringer Doppelbrechung (verhältnissmässig selten im Serpentin und in Chloritepidositen) oder grün mit stärkerer Doppelbrechung (sehr verbreitet in den Feldspath- und Augitgranatgesteinen); eine dicht erscheinende, fast durchsichtige smaragdgrüne, im Chromeisenerz auftretende Varietät besitzt die Zusammensetzung unter IV, welche sehr nahe der Formel Am_1An_1 und der Zusammensetzung des Kämmerits entspricht. Klinochlor, Cr_2O_3 haltig, in sechsseitigen, auf Chromeisenstein sitzenden Täfelchen, welche bei Tagesbeleuchtung grün, bei Lampenlicht himbeerroth schimmern; für jede einzelne Spectralfarbe ist das Mineral optisch einaxig-negativ; jedoch ist die Lage der optischen Axen für verschiedene Farben

verschieden und weicht im Mittel um $2\frac{1}{2}^{\circ}$ von der krystallographischen Verticalaxe ab (monokline Syngonie). Dichroismus kaum bemerkbar. Delesit als Hohlräumausfüllung verschiedener Gesteine, besonders von Diabas-tuffen. Serpentin (mit Chrysotil und Bastit). Talk, zuweilen im Serpentin, ferner in dichter Form in losen Blöcken. Kaolin in dichtem Gemenge mit anderen secundären Producten häufig; Carnat selten. Ilmenit verbreitet als Gesteinsgemengtheil, selten als Beimengung von Magnetit in Adern. Hypersthen in Gabbrogesteinen. Augit sehr verbreiteter Gesteinsgemengtheil; zahlreiche Bestimmungen des optischen Axenwinkels ergaben, dass derselbe in den Augiten der sauersten Gesteine am kleinsten (im Quarzalbitophyr 46°) und umgekehrt (in Diabasgesteinen $50-56^{\circ}$, im Augitgranatgestein 58° , im Gabbro 62°). Diallag, sehr verbreitet im Gabbro. Anthophyllit in einer Ader im Augitgranatgestein und mit Titaneisen in einer Ader im Gabbro. Tremolit stenglig, ziemlich häufig im Serpentin. Aktinolith weit verbreitet in secundären Gesteinen, ebenso Pilit und Uralit. Hornblende weit verbreitet in den mehr sauren Gesteinen; in Gabbros häufig vom Typus der basaltischen Hornblende. Albit, Oligoklas, Andesin, Labrador weit verbreitet; zahlreiche Angaben über Zwillingungsverwachsungen dieser Feldspäthe. Orthoklas relativ selten, in den Graniten nach Plagioklas ausgeschieden. Sphen häufig in Gesteinen; Leukoxen. Äschynit fraglich. Laumontit, Desmin, Gismondin, Gmelinit, Thomsonit. Braunkohle, Lignit.

	I.	II.	III.	IV.
Si O ₂	3,92	3,63	0,60	31,89
Al ₂ O ₃	2,09	2,42	21,68	} 18,41
Cr ₂ O ₃	—	—	52,00	
Fe ₂ O ₃	33,97	36,48	—	—
Fe O	—	—	13,06	0,63
Mn O	19,06	17,72	—	—
Ca O	3,91	3,85	Spur	—
Mg O	1,22	2,57	11,82	35,55
Na ₂ O	0,23	—	—	—
C O ₂	34,83	30,66	—	—
H ₂ O	0,87	1,00	—	13,59
Unlösliches .	—	—	1,70	—
Fe O . Cr ₂ O ₃ .	—	—	—	0,17
	101,10	98,33	100,86	100,24

III. E. Fedorow: Die Gesteine des Reviers. (68 p.) In diesem wie im folgenden Capitel macht sich leider ein grosser Mangel an übersichtlicher Darstellung des Stoffes in hohem Maasse geltend. Man muss 127 Quartseiten lesen, ohne eine in die Augen fallende Gliederung oder auch nur ein durch Sperrdruck hervorgehobenes Wort anzutreffen.

Die Gesteine der Grubengebiete zerfallen in 1. Hornblendeandesinophyr, das vorherrschende, ein Massiv darstellende Gestein, in welchem alle übrigen untergeordnet auftreten. 2. Erzhaltige Ge-

steine, eine grosse Mannigfaltigkeit aufweisend sowohl infolge hydrochemischer Zersetzungen der primären Gemengtheile (Granat, Hedenbergit) als auch infolge Beimengung verschiedenartiger Erze, wodurch örtliche Erzlagerstätten (Kupferkies, Magnetkies, Magneteisenerz) bedingt werden. Im Bereiche der Erzlager ist der Granat in der Regel in Epidot, der Pyroxen in Chlorit oder Aktinolith und Calcit übergeführt, so dass aus Granat-Augitgesteinen sich Epidosite, Chlorit-, Aktinolithepidosite etc. herausbilden. 3. Ganggesteine: Labradorporphyrit (Labradorophyr), Augitporphyrit (Augitophyr), Diabasaphanit (Diabasit). In verschiedenen Horizonten eines und desselben Ganges macht sich oft eine starke Verschiedenheit im Grade der Auskrystallisirung und in der relativen Menge der Bestandtheile geltend. 4. Einschlüsse, besonders von Kalkstein in oft bedeutenden Dimensionen innerhalb der Granatgesteine und Andesinophyre.

Ausserhalb des Rayons der Kupfererzlagerstätten vergrössert sich nicht nur die Mannigfaltigkeit obiger Gruppen, sondern es treten auch andere Typen, z. B. Diorit, hinzu. So wurden Übergänge der Hornblendeandesinophyre in Augitandesinophyre und in Gesteine der Diabasgruppe beobachtet, welche letztere ihren basischen Charakter durch Einschmelzung durchbrochener Kalksteine erhalten haben, noch viel häufiger aber Übergänge jener Gesteine in mehr saure. Letzteres macht sich geltend in der Verringerung und selbst völligem Verschwinden der Hornblendeausscheidungen, sowie im Ersatz des Andesins durch saureren Plagioklas, bis als Endglied Gesteine angetroffen werden, die nur Feldspäthe und Quarz enthalten. Obgleich bei solchen Übergängen mehrmals constatirt wurde, dass nicht nur der Gehalt an alkalischen Erden abnimmt, sondern auch der Gehalt an Kali sich steigert (bis 10%), so gelangte doch nirgends Orthoklas zur Ausscheidung, sondern immer saure Plagioklase, besonders Albit. Der Kaligehalt ist in solchem Falle an die Grundmasse gebunden. Von Gesteinen dieser Art sind sehr verbreitet im Revier Albitophyre und z. Th. Quarzalbitophyre (mit angeschnmolzenen Quarzen und theilweiser Resorption von Augit, Hornblende und Plagioklas), in geringerem Maasse verbreitet Oligoklasophyre neben den bereits erwähnten Andesinophyren, alle durch Übergänge miteinander verbunden. Bemerkenswerth ist, dass die grosse Zahl ausgeführter Feldspathbestimmungen nicht die gesammte Reihe von Plagioklasen aufdeckte, welche man in diesen Übergangsgesteinen gemäss der Zunahme ihres sauren Charakters erwarten sollte. Im Besonderen macht sich ein scharfer Sprung zwischen dem Oligoklas und Albit bemerkbar. — Nicht selten kommen sphärolithreiche Felsite vor.

Die sauren körnigen Gesteine, durch Hornblendegranit repräsentirt, enthalten Plagioklas, nur untergeordnet Orthoklas, der in Gestalt einer äusseren Hülle die sauren Plagioklase umkleidet und stets vom Quarz, dem letzten Krystallisationsproduct, trennt. Sehr gewöhnlich lassen sich Übergänge dieser typisch körnigen Gesteine in porphyranähnliche, mehr saure Pegmatitaplite (mit Mikropegmatit und Mikroperthit),

deren Na-reiche Varietäten sich vom Nordmarkit nicht unterscheiden, und in porphyrische Hornblendeandesinophyre beobachten, desgleichen Übergänge in mehr basische Gesteine. Diese letzteren Übergänge vollziehen sich einerseits in Hornblendeandesinite durch Verschwinden von Quarz, andererseits durch Hinzutreten von Pyroxen in Pyroxengranite oder bei Zunahme der Basicität in Gabbros, deren Pyroxen aber nicht die Absonderung nach (100) des Diallags aufweist. In der Gabbrofamilie wiederum begegnen wir einer ununterbrochenen Reihe, welche von extremen, fast nur aus Plagioklas (mit basischem Kern und saurer Hülle) bestehenden Gesteinen durch normale Gabbros zu sehr basischen Vertretern mit Plagioklas der Anorthitreihe führt und mit feldspathfreien Gesteinen, die aus Olivin oder Diallag oder einem Gemenge beider sich zusammensetzen, endigt. Weiter verbreitet als normale Gabbros sind Olivin- und Hypersthengabbros, wobei der Hypersthen (mit Dichroismus in Rosafarben) mehr in den peripherischen, Olivin mehr in den tieferen Theilen des Massivs angetroffen wird. Manche Gabbros sind im Typus der Drusitoide entwickelt. Zwischen Olivingabbros finden sich stocktörmige Massen fast reinen Anorthitfelses. Übergänge von Gabbros zu Hornblendegraniten vollziehen sich durch Quarzgabbros und Hornblendeandesinite. Ausserdem Vorkommen von Beerbachiten, die überhaupt im nördlichen Ural, besonders am Oberlauf des Iwdelj (hier früher als Pyroxengranulite bezeichnet), verbreitet und mit Pyroxenandesiniten und Diabasen verbunden sind.

In der Diabasgruppe beobachtet man Übergänge von Diabasporphyrit in Labrador- und Augitporphyrit (manche Vertreter fayalithaltig), sowie in Diabasit, Olivindiabas und Oligoklasit. — Im Osten des Bezirkes nehmen zwei aus Serpentin sich aufbauende Horste einen grossen Raum ein.

Eine grosse Rolle spielen im Revier ferner die durch dynamometamorphe oder hydrochemische Prozesse entstandenen krystallinischen Schiefer. U. a. werden die hauptsächlich aus Quarz und sauren Feldspäthen bestehenden Schiefer betrachtet als metamorphe Gesteine der Granitgruppe, die aus Hornblende und basischem Plagioklas bestehenden als metamorphosirte Gabbros. Durch Hydatometamorphose werden Hornblendeschiefer in zoisithaltige Chloritschiefer, Granatgesteine in Epidosite umgewandelt. Weit verbreitete reine Aktinolithgesteine sind vielleicht aus Augitporphyriten hervorgegangen. Ein hellgelber Schiefer besteht aus Zoisit mit untergeordnetem filzartigen Aktinolith. Grosse Verbreitung besitzen ferner secundäre Quarzgesteine (mit einem SiO_2 -Gehalt bis 98%), bei denen sich nur zuweilen noch u. d. M. die Conturen der primären Mineralien verfolgen und dadurch mit einiger Wahrscheinlichkeit Schlüsse auf die Natur des primären Gesteins (z. B. Augitandesinophyr (?)) ziehen lassen. Noch stärker sind Quarzepidosite, die aus Andesinophyren und deren Tuffen hervorgegangen, entwickelt. In einem Falle erwies sich die splitische Grundmasse eines Andesinophyrs völlig in ein Quarzepidositaggregat umgewandelt, während

die Feldspathausscheidungen noch relativ frisch geblieben. Quarzchlorit-epidosite stammen von Diabasporphyriten ab. Der Epidot ist zuweilen so dicht, dass er auf polarisirtes Licht nicht mehr wirkt und von braunem Granat sich optisch nicht unterscheiden lässt. Weite Verbreitung besitzen ferner Epiabase und Epiabasporphyrite mit Verdrängung der primären basischen Feldspäthe durch secundären Albit. Nicht selten endlich Aktinolithquarzite.

Die sedimentären Gesteine und Tuffe, welche im Revier die erste Rolle spielen, werden repräsentirt durch unter- und ober(?)devonische Kalksteine (einschliesslich Marmor) und Schiefer mit zwischengelagerten Perlittuffen, Quarzalbitophyrtuffen (Quarzporphyrtuff?), Hornblendeandesinophyrtuffen und Diabasporphyrituffen, welche letztere am verbreitetsten. Ferner Vorkommen von Lapilli und Bomben, sowie Übergängen zwischen Tuffen und Sandsteinen (z. Th. jaspishaltig) und verschiedenen Schiefeln. Zu palaeogenen Gesteinen gehören Sande, Sandsteine, sandige Thone und eigenartige hellgraue radiolarienhaltige Thone mit amorphem SiO_2 -Cement, im Ural „Opoki“ genannt. Tertiäre Conglomerate sind goldhaltig.

IV. E. Fedorow: Geologischer Bau des Bogoslow'schen Reviers. (59 p.) Die östliche ebene Zone des Reviers besteht aus tertiären, die mittlere wellige Zone aus altpalaeozoischen Ablagerungen und eruptiven Massen, die westliche bergige Zone (östlicher Vorural) aus dynamometamorphen und Eruptivgesteinen, welche letztere von körnigen basischen Gliedern (Gabbrofamilie) nach Osten in mehr saure Glieder (von Andesiniten durch Quarzandesinite zu Andesinophyren und Albitophyren) übergehen.

Ihrem Alter nach genau bestimmbar sind nur die Kalksteine des oberen Unterdevons; sie werden von tentaculitenhaltigen Thon- und Kiesel-schiefeln überlagert, welche wahrscheinlich zum Mitteldevon oder den obersten Horizonten des Unterdevons gehören und mit Grünsteintuffen eng verknüpft sind. Unter den Kalksteinen wurden local Quarzalbitophyre, Hornblendeandesinophyre und Granite beobachtet.

Zwischen der Ablagerung der Kalksteine und Tentaculitenschiefer erfolgten starke Eruptionen von Hornblendeandesinophyren; beträchtlich jünger sind die Augitgranatgesteine, noch jünger die Diabasporphyrite, nach deren Eruption im Gebiete eine absolute oder relative Ruhe eintrat. Der Verf. ist der Ansicht, dass in vordevonischer Zeit die feste Erdkruste des gesammten nördlichen Urals hauptsächlich aus den sauersten Effusivgesteinen bestand, an welche von unten her (vom Erdinnern aus) Nordmarkite, Mikropegmatite und analoge Tiefengesteine anwuchsen.

Die durch die Norduralexpedition der 80er Jahre festgestellte Thatsache, dass die Querdislocationerscheinungen im nördlichen Ural als das Resultat einer Schrumpfung des nördlichen europäischen Russlands erscheinen, wird durch die Untersuchungen im Bogoslow'schen Bezirke bestätigt. Die Dislocationen verlaufen in ONOlicher Richtung. Dieselben gingen entweder der Bildung des Urals voraus oder sind mit ihm gleichaltrig.

Des Näheren geht Verf. auf die Tektonik des Bezirkes, auf die Transgressionen des Tertiärmeeres, auf die Verlegung der Wasserscheide von O. nach W. im Verlaufe geologischer Perioden, auf die orographischen Verhältnisse früherer Epochen, sowie auf Verwitterung und Metamorphose der Gesteine ein.

Auf Grund von Geschiebestudien wird die Existenz von localen Gletschern im untersuchten Gebiete angenommen (die südliche Grenze der allgemeinen norduralischen Vergletscherung liegt 100 km nördlich von der Reviergrenze).

Aus dem Verlauf der Flüsse wird auf einen früheren Karstcharakter des Bezirkes geschlossen, der sich in schwacher Ausbildung local noch gegenwärtig beobachten lässt (Höhlen und Erdfälle im Verbreitungsgebiete des Kalksteins).

Als primäre Hauptquellen der Erzreichthümer (Cu-, Fe-, Mn-Erze, z. Th. Gold) erscheinen hauptsächlich die freilich nur selten an der Erdoberfläche zur Entblössung gelangenden Tiefengesteine, z. B. die Augitgranatgesteine. Die viel weiter verbreiteten, immerhin noch reiche Erzlagerstätten (Cu-Erz) bergenden Olivingesteine kommen erst in zweiter Linie in Betracht. Auch die Ufer des einstigen Tertiärmeeres stellen eine wichtige erzführende Zone dar (Brauneisenerz und Manganerz, wenig Gold).

V. W. Nikitin: Lagerstätten nutzbarer Fossilien. (104 p.) Verf. giebt einen Abriss der im Bezirke auftretenden Erzlagerstätten, wobei jede Gruppe mit einer Darlegung der Arbeiten früherer Forscher beginnt, deren Ansichten u. a. auf ihre Wahrscheinlichkeit geprüft werden, um dann auf Grund neuerer Forschungen (u. a. Fedorow's) eine Entstehungsgeschichte der einzelnen Lagerstätten zu geben und in allgemeinen Zügen die Fragen zu erörtern: wie hat der Abbau am rationellsten weiter zu erfolgen und woselbst lässt sich die Auffindung neuer Lagerstätten desselben Typus erhoffen. Die einzelnen Gruben finden dabei eine Detailbeschreibung unter Angabe bisheriger Ausbeuten. Die Lagerstätten selbst werden in folgender Gruppierung besprochen.

1. Kupfererzlagerstätten. Hierher u. a. die berühmten Turjinsk'schen Gruben gehörig. Alle reicheren Kupfererzlagerstätten sind stets an die Augitgranatgesteine, welche ihrer Lagerungsform nach den Intrusivgängen am nächsten stehen, gebunden und erscheinen am Contact mit dem angrenzenden Gestein, welches dies auch sei, ob Kalkstein, Porphyry, Felsit, Diabas etc. Kupferkies wiegt nur in den oberen Partien der Erzgänge vor und wird nach unten immer mehr von Magnetkies, local auch Eisenkies (wahrscheinlich secundär) und Magnetit verdrängt. Die Vertheilung der Erze wird auf eine Differentiation der magmatischen Masse nach dem spec. Gew. zurückgeführt. Im Allgemeinen enthalten die Gänge neben den Silicaten nicht über 5% Erzgemengtheile; nur local über 20%, anderwärts aber auch nur sehr geringfügige Einsprenglinge, so dass sich ein nesterförmiger Charakter der Erzführung bemerkbar macht, welcher auch bei den Eisenerzlagerstätten wiederkehrt. Die in der Baschmakow'schen und Bogoslow'schen Grube in geringer Menge zur Beobachtung ge-

langten Minerale Arsen, Antimonglanz, Gersdorffit, Speiskobalt, Chloantit, Löllingit, Fahlerze, Zinkblende, Bleiglanz, Datolith und Turmalin werden als Producte unterirdischer Fumarolenthätigkeit aufgefasst. Die früher verbreitete Meinung, dass die Kupfererze mancher Lagerstätten am Contact von Dioriten und Kalksteinen auftreten, wird durch die neueren Untersuchungen widerlegt. Dagegen erscheinen bedeutende Kupfererzmassen auch am Contact von Andesinophyren mit Kalksteinen.

2. Eisenerzlagerstätten. Die wichtigsten unter ihnen haben die Lagerungsbedingungen mit den Kupfererzen gemeinsam und setzen sich aus unregelmässigen stockförmigen Massen von Magneteisenerz oder Martit zusammen. Zahlreiche Nester von Eisenerz (vorwiegend Turjit) finden sich ferner in den Thonen der oberen Grubenhorizonte. Ausserdem werden Rotheisenerz, Turjit und eisenschüssige Conglomerate (Strandbildungen des Tertiärmeeres) in schichtigen Lagerstätten angetroffen.

3. Manganerzlagerstätten. Nicht exploitationswürdige Nieren und Adern von Manganerz treten vielerorts in den Thonen auf. Ferner sind manche Eisenerze manganhaltig. Die Quelle des Mn liegt in den Augitgranatgesteinen, Andesiniten und Andesinophyren. Endlich finden sich eisenschüssige Pyrolusite in den Strandbildungen des Tertiärmeeres und stellen Zersetzungsproducte von Manganglaukonit- und Oligonitsandsteinen dar.

4. Chromeisenerzlagerstätten. Chromit gangförmig und als Einsprenglinge im Serpentin.

5. Goldlagerstätten. Die zahlreichen Goldseifen treten in geologisch sehr verschiedenartig aufgebauten Districten auf. Eine allgemeine, auf die Vertheilung der goldführenden Rayons Einfluss ausübende Ursache ist noch nicht erkannt worden. Einige, wahrscheinlich aus Augitgranatgesteinen hervorgegangene Thone erwiesen sich als recht goldreich. Die primären Goldquarze sind meist entweder zu wenig edel oder zu gering mächtig, oder das Gold findet sich in zu feiner Vertheilung und mit Limonithäutchen überzogen, so dass auch das Amalgamationsverfahren Schwierigkeiten begegnet. Meist in sehr geringer Menge wird das Seifengold von Platin begleitet, welches aus unterdevonischen tuffigen Schiefen stammt.

6. Lagerstätten feuerfester Materialien im Bezirke sehr wenig entwickelt.

7. Lagerstätten von Kohlengesteinen. Vorkommen von Lignit und Braunkohlenflötzen.

Anhang I. E. STRATONOWITSCH: Die fossile Fauna und Flora des Bogoslowk'schen Bergreviers. (24 p.) Aufführung der an verschiedenen Orten des Reviers gefundenen Fossilien des oberen Unterdevon. Möglicherweise ist, einigen Tentaculiten zufolge, auch Mitteldevon entwickelt.

Anhang II. Derselbe: Kurzer Bericht über die Thätigkeit des Geologischen Instituts des Bogoslowk'schen Bergreviers im Jahre 1900. (43 p.) Bericht über die Organisation, Aufgaben und Arbeiten des Institutes. Am Schlusse befindet sich ein alphabetisches Verzeichniss der Gruben des Reviers.

Doss.

N. Uspensky: Die Eisenerzlagerstätten im Bogoslowsk'schen Bergrevier. (Bergjournal. 1900. 4. 125—166. Mit 8 Taf. Russ.)

Nachdem einleitend einige historische Daten über das Bergwesen des Reviers und eine Darlegung der Entstehung der Erzlagerstätten desselben nach der FEDOROW'schen Theorie (vergl. voriges Ref.) gegeben, werden die Eisenerzlagerstätten unter folgenden Rubriken betrachtet: 1. Unmittelbar mit den Lakkolithen der Augitgranatgesteine verbundene Lagerstätten (unter allen die wichtigsten). 2. An Feldspathgesteine (Porphyrite, Gabbros etc.) gebundene Magneteisenerzlager. 3. „Hydrochemische Gänge“ mit Eisenglanz als Fumarolenproduct, praktisch von sehr geringer Wichtigkeit. 4. Lagerstätten secundärer Eisenerze, nur local exploitationswürdig.

Innerhalb dieser Rubriken (besonders der ersten) werden die einzelnen Gruben und Schürfe vom bergmännischen Standpunkte aus, unter Angabe von Profilen, Ausbeutemengen, Analysen von Erzstufen etc. des Näheren behandelt. Hier erübrigt sich nur noch darauf hinzuweisen, dass in einigen Profilen sich analoge Verhältnisse ergeben, wie bei den Erzlagerstätten des Magnitnaja-Berges (s. folgendes Ref.), indem Magnet- und Rotheisenerz nester- und schichtförmig in grösseren Massen nur im zersetzten Granatgestein lagern und vom Verf. betont wird, dass bei weitem nicht alle Eisenerze der Auerbach'schen Grube sich gleichzeitig mit dem Lakkolith gebildet haben (FEDOROW'sche Hypothese), sondern zu einem grossen Theile unzweifelhaft erst später durch Metamorphose des im frischen Zustande bis 19% Fe haltenden Granatgesteines entstanden seien. So kommen z. B. Erzstufen vor, die alle Übergänge vom kaum veränderten Granatgestein zu völligen Pseudomorphosen von Rotheisenerz nach Granat aufweisen.

Doss.

J. Morozewicz: Der Berg Magnitnaja und seine nächste Umgebung. (Mém. Com. géol. St. Pétersbourg. 18. No. 1. 1901. 104 p. Mit 4 Textfig., 6 photogr. Taf. u. 1 geol. Karte. Russ. mit franz. Rés.)

Verf. führte im Jahre 1900 an dem 65 km südlich Werchnjeuralsk am östlichen Abhang des Urals gelegenen und einen Flächenraum von ca. 24 qkm einnehmenden Berge Magnitnaja (abs. Höhe 577 m) und dessen nächster Umgebung Detailuntersuchungen aus, deren Resultat im Verein mit den chemischen und mikroskopischen Untersuchungen in vorliegender Abhandlung niedergelegt sind. Dieselbe zerfällt in folgende 4 Abschnitte:

I. Petrographische Zusammensetzung. Im bezeichneten Gebiete sind folgende Gesteine entwickelt:

A. Granitisches Magma, repräsentirt durch Augit- und Amphibolgranit, plagioklasreichen Quarzkeratophyr mit 50% Ab, 15% Or, 30% Quarz, 5% Augit, Glimmer und Eisenoxyde (Anal. I), Felsite z. Th. mit perlitischer Structur.

B. Dioritisches Magma. Vorwiegend Augitdiorit, der in Augitgranit und Augitsyenit übergeht, mit 50—52% Feldspäthen und deren Zeretzungsproducten, 35—40% Diopsid, 8—16% Magnetit und accessorischem

Quarz. Analyse einer Gesteinsprobe mit stark zersetztem Plagioklas unter II, einer solchen mit weniger zersetztem Plagioklas unter IV. Der Diopsid geht bei der Zersetzung unter Ausscheidung von Eisenoxyden in ein Gemenge von Chlorit und Granat über. Analyse des aus dem Gestein II isolirten Diopsids unter III, entsprechend der Formel a (berechnete Zusammensetzung unter III a), Analyse des aus dem Gestein IV isolirten Diopsids unter V, entsprechend der Formel b (berechnete Zusammensetzung unter Va).

a.	b.
$\left. \begin{array}{l} \text{Ca Mg Si}_2 \text{O}_6 \\ \text{Ca (Mg, Fe) Si}_2 \text{O}_6 \end{array} \right\} \dots \dots \dots 95\%$	$\left. \begin{array}{l} 4 \text{ Ca Mg Si}_2 \text{O}_6 \\ \frac{1}{2} \text{ Fe Fe Si}_2 \text{O}_6 \end{array} \right\} \dots \dots \dots 85\%$
$\left. \begin{array}{l} \frac{1}{2} \text{ Na}_2 \text{ Fe}_2 \text{ Si O}_6 \\ \frac{1}{2} \text{ Na}_2 \text{ Al}_2 \text{ Si O}_6 \end{array} \right\} \dots \dots \dots 5$	$\left. \begin{array}{l} \frac{3}{8} \text{ Mg (Al, Fe)}_2 \text{ Si O}_6 \\ \frac{3}{8} \text{ Na}_2 \text{ Al}_2 \text{ Si}_2 \text{O}_6 \end{array} \right\} \dots \dots 15$

Aus einem Augitdiorit, dessen Augit z. Th. in Granat übergegangen, wurde Augit und Granat isolirt. Analyse des grünlichen Augits unter VI, entsprechend der Formel c (berechnete Zusammensetzung unter VI a), Analyse des Granats unter VII, entsprechend der Formel d (berechnete Zusammensetzung unter VII a).

c.	d.
$\frac{2\frac{3}{5}}{10} [\text{Ca}_2 (\text{Mg, Fe})_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}] \dots \dots 58\%$	$[\text{Fe}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}] \dots \dots 6\%$
$\frac{1\frac{3}{10}}{10} [\text{Ca}_2 \text{Al}_4 \text{Si}_2 \text{O}_{12}] \dots \dots : 30$	$4 [\text{Ca}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}] \dots \dots 22$
$\frac{1}{2} [\text{Na}_2 \text{Fe}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}] \dots \dots \dots 12$	$12 [\text{Ca}_3 \overset{\text{III}}{\text{Fe}}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}] \dots \dots 72$

Ausserdem Vorkommen von Diorit, Quarzdiorit, Augitlabradorporphyr (Anal. VIII) mit 65% Feldspäthen (20 Or, 28 Ab, 17 An), 22% Augit, 7% freie Eisenoxyde, 3% Quarz, 3% Zersetzungsproducte (Kaolin, Chlorit etc.). Analyse des aus diesem Gestein isolirten Diopsids unter IX, entsprechend der Formel e (berechnete Zusammensetzung unter IX a).

e.
$\left\{ \begin{array}{l} 2 \text{ Ca Mg Si}_2 \text{O}_6 \\ \frac{1}{2} \text{ Fe Fe Si O}_2 \text{O}_6 \end{array} \right\} \dots \dots \dots 91\%$
$\left\{ \begin{array}{l} \frac{5}{3} \text{ Mg Al}_2 \text{ Si O}_6 \\ \frac{3}{3} \text{ Na}_2 \text{ Fe}_2 \text{ Si O}_6 \end{array} \right\} \dots \dots \dots 9$

C. Syenitisch-trachytisches Magma. Vertreten: Ägirinsyenit, Amphibolorthoklasporphyr mit Barkevikit-Hornblende, Augitorthoklasporphyr, weit verbreitete Augitsyenite (Diopsid in Chlorit und Granat übergehend), Sillimanitcordieritvitroorthophyr = Atatschit, auf der Höhe des Atatsch (südllicher höchster Kamm des Magnitnaja-Berges) anstehend. Dieses dunkelgraue oder schwarze aphanitische Gestein setzt sich aus Orthoklassäulchen (Sanidin), gelblichen Augitkörnern, braunem Glimmer, Magnetitanhäufungen (mit etwas Pyrit), Sillimanitnadeln, wenig Cordierit und viel farblosem Glas zusammen. Die Analyse unter X weist auf ein an Al₂O₃ übersättigtes Syenitmagma hin, welches dem Kalikeratophyr nahe steht. Ferner vorkommend Keratophyr und trachytischer Orthophyr, das verbreitetste Gestein in der Umgebung des Berges Magnitnaja.

	I.	II.	III ¹ .	III a.	IV.	V.	Va.	VI ¹ .
Si O ₂	76,35	47,44	51,72	52,6	44,57	49,42	50,1	44,16
Ti O ₂	—	1,50	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	13,38	12,00	1,00	1,1	13,58	4,77	4,4	11,72
Fe ₂ O ₃	0,64	6,23	2,14	1,6	12,97	3,95	3,4	4,40
Fe O	0,23	3,65	5,75	5,8	5,43	6,25	6,1	7,25
Mn O	—	0,80	0,20	—	0,17	0,20	—	0,35
Ca O	0,51	15,85	23,63	23,8	11,09	17,91	19,0	21,98
Mg O	0,23	5,62	13,77	13,9	5,17	14,41	15,0	5,44
K ₂ O	2,37	1,60	Spuren	—	0,97	Spuren	—	0,82
Na ₂ O	5,75	3,47	1,13	1,2	3,81	1,90	2,0	1,11
S	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,58	2,29	0,59	—	1,96	1,51	—	1,58
	100,04	100,45	99,91	100,0	99,72	100,32	100,0	98,88
Sp.Gew. bei 21°C.	2,617	3,020	3,330	—	3,077	3,198	—	3,311

	VI a.	VII.	VII a.	VIII.	IX.	IX a.	X.	XI.
Si O ₂	46,4	36,89	36,6	55,34	50,65	50,7	52,35	35,28
Ti O ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	11,5	6,22	6,2	17,14	2,26	2,6	19,34	0,40
Fe ₂ O ₃	4,1	23,49	22,6	6,28	2,42	2,4	8,39	30,31
Fe O	7,4	2,23	2,6	3,26	11,20	11,5	2,57	0,28
Mn O	—	0,42	—	0,52	0,60	—	0,13	0,46
Ca O	22,4	29,97	32,0	7,07	17,87	17,9	2,12	32,93
Mg O	6,6	Spuren	—	3,09	14,37	14,0	1,26	Spuren
K ₂ O	—	—	—	3,17	Spuren	—	7,72	—
Na ₂ O	1,6	—	—	3,45	0,82	0,9	3,07	—
S	—	—	—	—	—	—	0,20	—
H ₂ O	—	0,97	—	0,92	0,58	—	1,76	0,68
Unlös.(Sillimanit)	—	—	—	—	—	—	0,33	—
	100,0	100,19	100,0	100,24	100,77	100,0	99,24	100,34
Sp.Gew. bei 21°C.	—	3,701	—	2,815	3,196	—	2,764	3,811

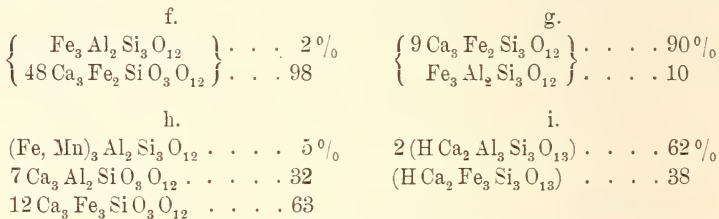
D. Diabasisches Magma. Ist entwickelt als Olivindiabas und Diabasporphyr, selten als Melaphyr.

E. Krystallinische Gesteine secundärer Entstehung. Hierzu werden gerechnet: 1. Granatit und mit ihm eng verbundene Lager von Magnetisenerz und Martit. Der Granat erscheint massiv (Anal. XI, entsprechend der Formel f, deren berechnete Zusammensetzung unter XI a), oder, zusammen mit Quarz, Adern in einem stark zersetzten Granatepidotgestein bildend (Analyse dieses Granats unter XII, entsprechend der Formel g, deren berechnete Zusammensetzung unter XII a), oder endlich als dunkelbrauner Ganggranat, der entweder in dünnen Adern die

¹ In der Summirung oder den Einzelpositionen ein Druckfehler.

	XI a.	XII ¹ .	XII a.	XIII.	XIII a.	XIV.	XIV a.
SiO ₂	35,6	35,00	35,6	35,08	37,1	36,58	37,4
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,4	2,15	2,1	8,39	8,2	20,62	20,8
Fe ₂ O ₃	30,8	} 30,41	28,3	21,09	19,8	16,68	16,8
FeO	0,9		4,3	1,48	2,2	0,37	—
MnO	—	0,48	—	0,87	—	0,20	—
CaO	32,3	31,47	29,7	32,98	32,7	23,29	23,2
MgO	—	Spuren	—	Spuren	—	0,24	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	1,36	—	0,69	—	2,27	1,8
	100,0	100,86	100,0	100,58	100,0	100,25	100,0
Sp.Gew. bei 21°C.	—	—	—	3,682	—	3,445	—

Augitgesteine durchsetzt (seine Zusammensetzung unter VII), oder mit Quarz, Calcit und Apatit zusammen drusenförmige Gänge in zersetzten Gesteinen bildet. Analyse von Granatkrystallen der letzten Varietät unter XIII, entsprechend der Formel h, deren Zusammensetzung unter XIII a. Die beiden ersten Granatvarietäten (XI und XII) gehören, obgleich von gelber Farbe, der chemischen Zusammensetzung zufolge zum Melanit.



Bei der Zersetzung geht der Granat in Epidot über, wobei sich zugleich Magnet- und Rotheisenerz, Quarz und Calcit ausscheiden. Analyse des Epidots unter XIV, entsprechend der Formel i, deren berechnete Zusammensetzung unter XIV a. 2. Eisenerze. Die auf einer Fläche von ca. 2 qkm zur Beobachtung gelangten Erzausbisse werden repräsentirt durch grosse compacte Massen von Magneteisenerz, häufig z. Th. übergegangen in Martit, und durch Hämatit, der sowohl als Oxydationsproduct des Magnetits, als auch in Gestalt eines unmittelbaren Krystallisationsproductes im Granit erscheint. Concretionäres Erz tritt in Adern zersetzter thoniger und granathaltiger Gesteine auf und besteht aus ungefähr 10% Pyrolusit, 80% Limonit und 10% Thon.

F. Sedimentäre Formationen. Infolge der intensiven Abrasion, welcher das untersuchte Gebiet unterworfen gewesen, haben sich in der

¹ In der Summirung oder den Einzelpositionen ein Druckfehler.

Umgebung des Berges Magnitnaja nur Inseln unter- und mittelcarbonischer fossilreicher Kalke erhalten. Thonige Alluvionen sind bei über 70 Fuss Tiefe noch nicht durchsunken worden.

II. Tektonik, Lagerung und gegenseitige Beziehungen der untersuchten Gesteine. Die hier angeführten Beobachtungen resümierend, gelangt man zu folgender Darstellung. Am Ende der Devon- und zu Anfang der Carbonzeit stellten die Berge Magnitnaja und Kuibas (nördliche Fortsetzung des ersteren) wahrscheinlich ein felsiges Plateau dar, umspült von einem mit Brachiopoden, Korallen und Foraminiferen bevölkerten Meere. Nach dem Rückzuge dieses Meeres, in der Mitte oder am Ende der Carbonzeit, unterlagen die marinen Sedimente und die sie unterlagernden Gesteine einer ganzen Reihe von Dislocationen in meridionaler und nordwestlicher, später auch in nordöstlicher Richtung. Die Folge dieser Dislocationen war die Eruption der trachytischen Porphyre, Felsite, Keratophyre und Augitorthophyre, darauf der diabasischen Gesteine. Auf der Magnitnaja selbst erfolgten die Ergüsse und Injectionen der Ganggesteine ungefähr in der Reihenfolge, dass zuerst die Orthoklasaugitporphyre, dann die Augitlabradorporphyrite, ferner die Quarzkeratophyre und endlich der Atatschit zur Ausbildung gelangten. Einige Magmen, wie z. B. die trachytischen (in Gestalt von Orthophyr und Keratophyr) und diabasischen gelangten augenscheinlich mehrmals zur Eruption. So ergossen sich im Allgemeinen die sauren Magmen früher als die basischen, und die Spaltung ging in der Weise vor sich, dass zunächst das K-Na-Magma, darauf das K-Mg-Fe-Magma, oder dass zuerst das Na-, dann das K-Magma sich differenzirten.

Bezüglich der Lagerung des Granatgesteins und Eisenerzes werden folgende Punkte betont. Die Eisenerze lagern in zersetzten Granatepidot- und Kaolingesteinen, die ihrerseits von in der Regel auch stark zersetzten primären Augitfeldspathgesteinen unterteuft werden. Je intensiver die Zersetzung des Granatgesteins, um so reicher im Allgemeinen die Erzlager. Das Erz erscheint stock-, nester- oder schichtförmig in den erwähnten Gesteinen und wird vorwiegend an den Gehängen und am Fusse des Berges angetroffen. Den angelegten Bohrlöchern zufolge ändern sich die Lagerungsverhältnisse des Erzes bis 75 m Tiefe nicht in bemerkbarer Weise; jedoch treten bereits in einer Tiefe von 15—20 m Einsprenglinge von Eisenkies auf, die nach oben durch Gyps ersetzt werden.

III. Entstehung der Erzlager des Berges Magnitnaja. Verf. giebt zunächst einen Überblick der bisherigen, von verschiedenen Autoren ausgesprochenen Ansichten über die Bildung der uralischen Magnetisenerzlagerstätten, von denen uns zwei discutabel erscheinen: die hydrochemische und die Schlierenhypothese. Die letztere wird nun für den vorliegenden Fall als nicht acceptabel bezeichnet und werden hierfür folgende Punkte ins Feld geführt. Das Erz lagert ausnahmslos in zersetzten Augitfeldspathgesteinen und wird von diesen durch eine Zone von Granatgestein getrennt; zwischen dem Erz und dem primären krystalinischen Gestein sind keine Übergänge bemerkbar. Innerhalb des dichtesten

Magnetit trifft man häufig zahlreiche Quarzkörner (zuweilen mit radial-faseriger Structur), Calcit und Granat, welche Gemengtheile in den frischen Augitfeldspathgesteinen fehlen oder, wie Quarz, nur eine accessorische Rolle spielen. Die reichsten Erzlager finden sich in den am stärksten zersetzten Granatepidotgesteinen.

Hiernach bliebe als einzige Bildungsmöglichkeit des Magnetisenerzes des Berges Magnitnaja diejenige durch hydrochemische Umwandlung der Augitfeldspathgesteine vermittelst des Granatgesteines. Das letztere kann bei Gegenwart von H_2O und CO_2 übergehen in Erz, Calcit, Quarz und Epidot, wobei in dem für die Erzbildung günstigsten Falle aus dem Granat ungefähr 30% freier Eisenoxyde zur Ausscheidung gelangen.

Den Vorgang der Erzlagerbildung denkt sich Verf. folgendermaassen. Die durch Denudation und Abrasion von den Bergehängen abgospülten Verwitterungsproducte der Gesteine (Kaolin, Chlorit, Granat, Magnetit) gelangten theils in Thälern zum Absatz (mächtiges Alluvium), theils accumulirten sie sich auf den Gehängen und am Fusse des Berges (größere Körner von Granat und Magnetit). Hier wurden sie durch die bei der Zersetzung des Augits freiwerdenden Kieselsäure und Carbonate verkittet, so dass Granatlager entstanden, welche Nester von Magnetit oder Hämatit einschliessen. Letztere bildeten sich wahrscheinlich auf Kosten der 10% freien Eisenoxyde, die im frischen Gestein enthalten sind. Neben diesem Prozesse der Granatisation ging eine Zersetzung des Granatgesteines selbst einher, wobei Eisenoxyde, Calcit, Quarz und Epidot entstanden. Die anfangs lockeren Erzanhäufungen wurden allmählich durch die katalytische Wirkung des Wassers zu derbem Magnetisenerz verschmolzen.

In einem letzten Capitel wird eine ungefähre Schätzung des Erzvorraths des Magnitnaja-Berges versucht. Genaue Daten sind gegenwärtig noch nicht zu erhalten, da die Ausdehnung und Mächtigkeit der Lager noch sehr wenig bekannt sind. Als wahrscheinlicher Minimalwerth werden rund 1 Million Cubikfaden oder 3 Milliarden Pud Erz angegeben (1 Pud = 16,38 kg).

Doss.

J. Morozewicz: Bericht über eine Reise ins Ausland. (Bull. Com. Géol. Pétersbourg. 20. 521—542. 1901. Russ. mit franz. Rés.)

Verf. giebt u. a. eine kurze Beschreibung der Magnetitlagerstätten von Berggiesshübel (Sachsen), Narverud (Norwegen), Persberg, Grängesberg, Dannemora, Taberg, Kirunavara-Luossavara (Schweden) und gelangt zum Schlusse, dass keine dieser Lagerstätten bezüglich des mineralogischen Bestandes und der geologischen Lagerungsform mit den grossen Lagerstätten des Urals, besonders der Magnitnaja Gora, verglichen werden kann.

Doss.

Geologische Beschreibung einzelner Ländertheile, ausschliesslich der Alpen.

G. A. Koch: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gmunden. (Sep. aus: „Geschichte der Stadt Gmunden“ von D. F. KRACKOWIZER. Gmunden 1898. 26 p.)

Vorliegende Publication bildet die geologische Einleitung zu einem grösseren historischen Werke über die Stadt Gmunden. Diesem Zwecke entsprechend ist die Schrift ziemlich populär gehalten, und bringt eine Zusammenstellung der gegenwärtigen Forschungsergebnisse der Untersuchungen im Gmundener Becken. Es sind wohl Literaturangaben in den Text eingestreut, die jedoch absolut keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben, und auch Neues darf in der Publication nicht gesucht werden.

L. Waagen.

Hoyer: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Sehnde. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 54. 1902. 84—143. Mit 1 Karte u. 1 Taf.)

In dem Gebiete von Sehnde ist vor Allem eine Aufbruchzone vorhanden, deren Kernmasse von dem Buntsandstein gebildet wird und etwa nach NNW. streicht. Von dieser Axe aus folgen nach Osten wie nach Westen immer jüngere Schichtglieder. Auf der Ostseite finden sich Trias-, Jura- und untere Kreideschichten, welche mit der wachsenden Entfernung einen stets geringeren Fallwinkel besitzen (52—15° gegen O.). Auf der Westseite ist bloss Muschelkalk und Keuper angelagert mit abnehmenden Westfallen von 35—9°. Die übrigen Schichtglieder verschwinden unter dem Diluvium. Diese Aufbruchzone liegt südlich von Sehnde. Nördlich bei Wassel und Ilten findet sich ein zweiter Buntsandstein-Aufbruch, jedoch ganz im Diluvium eingebettet. Auch bilden die beiden Aufbrüche nicht die directe Fortsetzung von einander, sondern der nördliche Theil ist längs einer Querstörung etwas gegen Westen verschoben. Von jüngeren Formationen ist ausser dem Diluvium noch die obere Kreide zu erwähnen, welche im Norden des besprochenen Gebietes eine breite Fläche einnimmt, und nur südlich von Lehrte ausgebuchtet erscheint. In sehr untergeordnetem Maasse sind auch Tertiär-Schichten verbreitet.

Das Tertiär ist ausschliesslich durch Oligocän-Schichten vertreten und zwar finden sich ober-, mittel- und unteroligocäne Ablagerungen, die zumeist durch Fossilien dem Alter nach charakterisirt werden.

Wie bereits erwähnt, nimmt die obere Kreide in dem veröffentlichten Kärtchen eine grosse Fläche ein, und lässt dieselbe eine Gliederung in Senon, Emscher und Turon, sowie Cenoman zu. — Die untere Kreide findet sich nur östlich anschliessend an den Aufbruch von Sehnde und in einer kleinen Partie bei Gödringen. Infolge der reichen Fossilführung ist auch eine eingehendere Gliederung möglich:

Gault.

Oberer:

1. Flammenmergel. (Sarstedt, Kronsberg.)
2. Thone mit *Hoplites interruptus*. (Streitberg, Lehrte, Immensen, Eisenbahneinschnitt Algermissen.)

Mittlerer:

3. *Tardefurcatus*-Thone. (Streitberg, Lehrte, Immensen.)
4. *Milletianus*-Thone. (Streitberg, Ziegelei Algermissen, Eisenbahneinschnitt Algermissen.)

Unterer:

5. Gargas-Mergel. (Gretenberg, Kirchrode, Moorberg.)

Neocom.

Oberes:

6. Thone mit *Belemnites brunsvicensis*. (Moorberg.)

Mittleres:

7. Schichten mit *B. jaculum*. (Gretenberg.)

Unteres:

8. Thone mit *B. subquadratus*. (Sehnde, Lühnder Einschnitt.)

Zu bemerken ist noch, dass sich in den Schichten des oberen Neocom vom Moorberg drei neue Cephalopodenarten fanden, welche KOENEN als *Crioceras aegoceras*, *Cr. bidentatum* und *Ancyloceras scalare* benannte.

Die Wealdenformation kommt in der untersuchten Gegend nur an der Ostseite im Liegenden des Neocoms als schmaler, $5\frac{1}{2}$ km langer Streif vor. Im Übrigen sind auch die Juraschichten reichlich und fossilführend entwickelt, und das Fehlen des Malmes wie auch des oberen und mittleren Doggers wird vom Autor auf starke Wegwaschungen zurückgeführt. Folgende Gliederung konnte durchgeführt werden:

Dogger.

1. Thone mit *Inoceramus polylocus*. (Sehnde, Gretenberg, Ummeln, Lühnder Einschnitt.)
2. Zone mit *Harpoceras opalinum*. (Gretenberg, Ummeln, Lühnder Einschnitt.)

Lias.

3. Mergel mit *Lytoceras jurense*. (Sehnde, Gretenberg?)
4. Posidonienschiefer. (Sehnde, Gretenberg, Lühnder Einschnitt, Össelse, Lang- und Linderberg.)
5. Thone mit *Amaltheus margaritatus*. (Sehnde, Lühnder Einschnitt, Müllingen.)

An der Grenze zwischen Dogger und Lias treten „bei Sehnde wahrscheinlich auf sekundärer Lagerstätte befindliche Schichten auf, welche auf bedeutende Niveauschwankungen des Meeres zur Zeit der Ablagerung der betreffenden Schichten hinweisen“.

Ausser dem Buntsandstein, welcher die Axe der Aufbruchzone bildet, ist auch von der Trias Muschelkalk und Keuper fossilführend vorhanden, doch konnte eine weitere Gliederung nicht durchgeführt werden.

Von der Permformation ist zwar an der Oberfläche nichts anstehend getroffen worden, doch haben eine Reihe von Tiefbohrungen das Vorhandensein der oberen Abtheilung (Zechsteinsalz) gelehrt.

L. Waagen.

A. Gesell: Die geologischen Verhältnisse des Verespataker Grubenbezirkes und des Orlaer Szt. Kereszt-Erbstollens. (Jahresber. d. kgl. ungar. geolog. Anstalt für 1898. Budapest 1901. 178—188.)

Das Abrudbánya-Verespataker Grubenrevier war bereits häufig Gegenstand geologischer Untersuchungen, und auch die vorliegende Arbeit bringt im Wesentlichen bloss eine Bestätigung der früheren Resultate.

Das herrschende Gestein im genannten Reviere sind die eocänen Karpathensandsteine, welchen bezüglich der Erzführung eine wichtige Rolle zufällt. Aus ihnen erheben sich zahlreiche Trachyt-Kuppen, deren Eintheilung Verf. nach der Gliederung von SZABÓ vornimmt: 1. Orthoklas-Quarztrachyt (Dacit), 2. Andesintrachyt, 3. Labradorittrachyt. Diese bilden zusammen einen Eruptivzug von etwa 4 km Länge.

Das Goldsilber ist sowohl im Karpathensandsteine als im Dacit anzutreffen, weshalb der Bergbau auch in beiden Gesteinen umgeht. Der Adel findet sich meist an der Grenze von Quarztrachyten und Sandsteinen, doch sind auch sonst die zahlreichen Klüfte Erz-führend. Man unterscheidet steil stehende Klüfte (50—90°) mit nord-südlichen Streichen, und flach fallende Klüfte (0—50°) von ganz unregelmässigen Streichen, wobei letztere den weitaus grösseren Erreichthum besitzen, was darauf zurückgeführt wird, dass in den weniger geneigten Sprüngen sich die Metalle ruhiger aus den Lösungen ausscheiden konnten. Als begleitende Minerale findet man im Dacit Manganspath, Kalkspath und Quarz in Drusen; ferner goldhaltige Kiese wie Pyrit, auch Chalkopyrit, Tetraëdrit, Galenit, Sphalerit und Stefanit; endlich auch selten Gyps und Baryt. Eine ganz ähnliche Mineralvergesellschaftung weisen auch die Klüfte des Sandsteins auf. Das gediegene Goldsilber selbst findet sich eingesprengt als kleine Schüppchen, selten als Krystalle oder als Platten und Bleche. Häufiger wieder in Nadel-, Haar- und Moosform.

Zum Schlusse wird das genaue geologische Profil des Orlaer Erbstollens beschrieben, sowie einige Rathschläge betreffend die Erweiterung des Bergbetriebes darangeknüpft.

L. Waagen.

J. Halaváts: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Uj-Gredistye, Lunkány und Hátszeg im Comitate Hunyad. (Jahresber. d. kgl. ungar. geolog. Anstalt für 1898. Budapest 1901. 109—123.)

In diesem im Titel bezeichneten Aufnahmegebiete wird das älteste Schichtglied von der mittleren Gruppe der krystallinischen Schiefer gebildet, welche das Hochgebirge im Osten zusammensetze.

Eine hervorragende Stelle in dieser Gruppe nimmt der Augenbiotitgneiss ein, der häufig Nester eines Pegmatits mit schriftgranitischem Charakter umschliesst. Es finden sich jedoch auch Muscovitgneisse und feinkörnige Biotitgneisse, die von Granuliten durchsetzt werden. An einer Stelle wurde auch Amphibolit angetroffen. Tektonisch bildet diese Schichtgruppe im Wesentlichen eine Synklinale, deren Axe annähernd ost-westlich verläuft.

Im westlichen Theil des kartierten Gebietes konnten Chloritschiefer und Chloritphyllite beobachtet werden, die der oberen Gruppe der krystallinischen Schiefer angehören. Sie fallen im Allgemeinen mit wechselnden Winkeln nach Süd, doch konnte eine eigentliche Faltung nicht constatirt werden.

Das Vorkommen von Kreide wurde an zwei von einander getrennten Stellen des Aufnahmegebietes constatirt, bei Csoklovina und bei Uj-Gredisty. An beiden Orten treten sowohl der Kalkstein der unteren Kreidezeit als auch die Sandsteine der oberen Kreidezeit auf. Der Kalkstein enthält nicht selten kleine Mengen von Eisen, während dem Sandstein mitunter dünne Kohlenflötze eingelagert sind, und unzählige Gehäuse von *Nerinea incavata* darin bankbildend auftreten.

Ein drittes, vollständig heterogenes Glied der Kreide ist der Szt-Péterfalvaer Sandstein, welcher der oberen Gruppe der krystallinischen Schiefer aufgelagert erscheint. Es sind dies jene Schichten, welche von HALAVATS nach den Aufnahmen des Jahres 1896 für aquitanisch gehalten wurden. Durch die zahlreichen Funde von Dinosaurierresten, welche von Baron NOPCSA jr. daraus publicirt wurden, sieht sich Autor jedoch nunmehr gezwungen, seine Auffassung zu ändern und besagte Schichten der Kreidezeit (unteres Cenoman oder Ober-Gault) zuzuweisen.

Die Hätzseg-Szilváser Bucht wird von mediterranen Sanden und Thonen ausgefüllt, von welchen letztere eine Foraminiferenfauna enthalten, deren Liste mitgetheilt wird.

Von Diluvial-Ablagerungen ist nur eine Terrasse zu erwähnen. — Das Alluvium ist, wie immer im Gebiete von Bergbächen, nur sehr wenig entwickelt.

L. Waagen.

A. Borissiak: Die letzten Untersuchungen von V. A. NALIVKIN im District von Isium. Vorläufiger Bericht. (Bull. Com. Géol. Pétersbourg. 19. No. 10. 463—467. Russ. m. franz. Res. 1900. [1901.]

Die Aufnahme umfasst die Flussgebiete des Mokry Isjumjetz, Oskol, Njetrjus, Sherchjetz, linker Nebenflüsse des Donetz. Unter einer Decke von Lösslehm (stellenweise mit Gyps) liegt Tertiär, das im ganzen Gebiet mächtig entwickelt ist, hauptsächlich die Charkow-Stufe; darunter im östlichen Theile Kreide in einer Mulde, deren Nordflügel bei Kupjansk zu Tage tritt: weisse Schreibkreide, darunter Kreidemergel mit Phosphoriten und grünliche glaukonitische Sande. Nach SW. heben sich jurassische Schichten in Form einer Antiklinale heraus: Thone mit Sphärosideritknollen, als Bajocien bestimmt, und noch tiefere mesozoische Schichten.

Weigand.

Heinrich Horusitzky: Die agro-geologischen Verhältnisse der Gemarkungen der Gemeinden Muszla und Béla. (Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anst. Budapest. 12. (2.) 1900. 38 p.)

Die geologischen Verhältnisse des Gebietes der beiden im Titel genannten Gemeinden, welche im Comitate Esztergan liegen, sind äusserst einfach. Als tiefstes Glied finden sich *Mediterran-Ablagerungen*, bestehend aus rothem, eisenhaltigem schweren Thone, der stellenweise etwas sandig wird, und in dessen Gesellschaft auch Conglomerate angetroffen werden. Von Fossilien werden *Venus-* und *Cerithium-Steinkerne* aus den Conglomeraten erwähnt, während aus den Thonen *Cerithium pictum*, *Dentalium badense* und *Ancillaria glandiformis* angeführt werden. Der tertiäre Untergrund ist nur an wenigen steileren Stellen des Gehänges sichtbar, wo der Löss durch Wind und Wasser abgetragen wurde.

In den ziemlich mächtigen Diluvial-Ablagerungen wurde folgendes Normalprofil von unten nach oben festgestellt: rother Sand, Löss mit *Limnaea*-Arten, hierauf typischer Löss, gelber Sand oder feiner Glimmersand, sandiger Löss und sandiger Lehm. Von Fossilien werden die bekannten Lössschnecken und ein paar Süswasserarten erwähnt.

Von dem steilen Rande des diluvialen Plateaus bis zum Donaubett erstrecken sich die Alluvial-Anschwemmungen.

L. Waagen.

Johann Böckh: Die geologischen Verhältnisse von Sósmezö im Comitate Háromszék. (Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anst. Budapest. 12. (1.) 1900. 224 p.)

In Ungarn wurde vom Ministerium eine gründliche Untersuchung der petroleumführenden Terrains angeordnet, und dieser Verfügung zufolge wurde auch das Gebiet von Sósmezö von Böckh neuerlich begangen.

Mit einer peinlich genauen anziehenden Schilderung der orographischen und hydrographischen Verhältnisse des ganzen Gebietes wird die Arbeit eingeleitet. Daran reiht sich eine Besprechung der einschlägigen Literatur seit der Arbeit FICHEL's 1780 bis zu den neuesten Publicationen, und Hand in Hand mit diesen Besprechungen sehen wir die successive Entwicklung der geologischen Kenntniss über diese Gegenden, wobei ein eingehendes Untersuchen der thatsächlichen oder vermeintlichen Gegensätze unsere Anschauungen klärt, so dass wir, wenn Böckh die detaillirte geologische Beschreibung des Gebietes beginnt, die grossen Züge des geologischen Aufbaues bereits vollständig kennen.

Bei der Detailbeschreibung wurde wieder eine sehr übersichtliche Gliederung angewendet, und die einzelnen Glieder erschöpfend behandelt.

I. Älterer (Kreide) Karpathen-Sandstein.

1. Untere Kreide (= Ropianka-Schichten von PAUL und TIETZE).
2. Mittlere und obere Kreide (Oitozer Sandstein = Úzer Sandstein nach HERBICH).

II. Jüngerer (alttertiärer) Karpathen-Sandstein.

1. Eocän.

a) Obere Hieroglyphen-Schichten und Magyaróser-Sandstein.

2. Oligocän.

b) Menilitschiefer-Gruppe (Mergel, Menilit- und Hornstein-Schiefer, Fischschiefer, Sandstein) und Kliva-Sandstein.

3. Miocän (Mediterran).

4. Diluvium und Alluvium.

In einem weiteren Capitel wird die Tektonik des ganzen Gebietes besprochen. Der mittlere Theil, soweit die Aufnahmen Böckh's reichen, wird von einem Kreideaufbruche eingenommen, an dessen westlichem Rande auch die tieferen Glieder, die Ropianka-Schichten, zu Tage treten. Das Streichen ist nach ONO. gerichtet und das Fallen nach WSW. bis SW., wobei der Fallwinkel im O. ein ziemlich steiler ist und sich nach W. immer mehr verflacht. Im W. legen sich die beiden Glieder des Eocäns regelmässig auf die obere Kreide, während sie im O. fehlen und hier auf die Ropianka-Schichten sofort die Menilitschiefer des Unteroligocäns folgen, denen sich dann regelmässig mit abnehmendem Fallen die Kliva-Sandsteine und das Miocän anschliessen.

Die Anhaltspunkte, welche Böckh bezüglich des Vorkommens von Petroleum sammelte, und die sich in der ganzen Arbeit verstreut finden sehen wir in dem sehr wichtigen Schlusscapitel als „Schlussfolgerungen“ zusammengestellt. Daraus ist zu ersehen, das bei Sósmezö zwei Horizonte als ölführend von Bedeutung sind. In erster Linie sind die Ropianka-Schichten, die bereits seit dem Jahre 1894 aus einem Bohrloche Erdöl liefern, durch weitere Bohrungen zu untersuchen und auszubeuten. Aber auch im Miocän sollen Bohrungen angesetzt werden, da an der Grenze zum Oligocän ebenfalls Erdöl zu erwarten ist, wie es ja auch in dem nur wenig entfernten Hirja (Hrscha) seit Jahren ausgebeutet wird.

Jedenfalls beruht vorliegende Arbeit auf sehr eingehenden Untersuchungen, und enthält eine ganze Reihe interessanter Notizen und Einzelbeobachtungen, wenn die Resultate auch im Wesentlichen mit den ausgezeichneten Untersuchungen von HERBICH, PAUL und TIETZE übereinstimmen.

L. Waagen.

H. Horusitzky: Die hydrographischen und agro-geologischen Verhältnisse der Umgebung von Komárom (Komorn). (Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anst. Budapest. 13. (3.) 1900. 23 p.)

Komorn liegt im kleinen Alföld, einem Senkungsgebiete, das zwischen den kleinen Karpathen und dem ungarischen Mittelgebirge sich erstreckt. Das kleine Alföld ist eine fast vollkommene Ebene, die sich nur gegen Osten ein klein wenig senkt, und nur so wenig über dem Wasserspiegel der Flüsse erhoben ist, dass sich weite Sümpfe darin ausdehnen und bei Hochwässern grosse Überschwemmungen eintreten. — Die Umgebung von Komorn besteht aus jüngstem Alluvium, und Brunnengrabungen gaben

folgendes Profil: Zu unterst ein bläulicher Thon, dann folgen 2—4 m Schotter, hierauf 1—2 m Sand, und endlich zu oberst 1—3 m lössartiger Schlamm, der von den Flüssen Neutra und Wag aus den Lössgebieten mitgebracht wird und häufig Lössschnecken führt. Begreiflicherweise sind auch die pedologischen Verhältnisse höchst einfach und wenig interessant.

L. Waagen.

J. Cvijič: Forschungsreisen auf der Balkanhalbinsel. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1902. 196—214.)

Seit dem Jahre 1888 hat Cvijič die Frühlings- und Sommermonate dazu benützt, um, oft unter den schwierigsten Verhältnissen, Bereisungen der Balkanhalbinsel vorzunehmen. Diese Reisen werden uns nun hier in dem Rahmen eines Vortrages vorgeführt.

Der erste Theil bringt fast ausschliesslich eine übersichtliche Zusammenstellung der Thätigkeit in den einzelnen Jahren, und nur selten werden Bemerkungen betreffend das Resultat jener mühevollen Untersuchungen eingestreut. So wird anlässlich der Auslothungen zahlreicher makedonischer Seen bemerkt, dass diese Seenbecken als Grabensenkungen zu deuten seien, von welchen die Mehrzahl sich ununterbrochen seit dem Miocän als Seen erhalten hätten. Die Uferlinien und Terrassen zeigen überdies an, dass sich die Wasserspiegel seit der Diluvialzeit ununterbrochen senken, und dass viele Seen durch diesen Austrocknungsvorgang abflusslos würden. Auch manche Ergebnisse, die sich auf das Karstphänomen und die Eiszeit beziehen, finden sich bemerkt.

Im zweiten Theil finden wir eine Übersicht über die Tektonik der nördlichen Balkanhalbinsel, wie sie sich nun nach den Untersuchungen von Cvijič darstellen. Vor Allem wird da festgestellt, dass die dinarischen Falten von ihrer nordwest-südöstlichen Leitlinie gleichsinnig abweichen, indem sie gegen Ost und Nordost umbiegen. Diese Abweichung findet sich von Nord gegen Süd fortschreitend in stets verstärktem Maasse, so dass die dinarischen Falten infolge der Umbiegung eine coulissenförmige Aufeinanderfolge erhalten. An der Skutari-Ebene endet das dinarische System, während die nach Ost und Nordost entsendeten Äste sich an der Rhodope-Masse stauen und ihr Ende finden.

Die Gebirge im Süden der Skutari-Ebene werden von Cvijič als griechisch-albanesisches System zusammengefasst. Im Allgemeinen hat das Streichen dieser Gebirge eine NS.- oder NNW.—SSO.-Richtung, doch in der Gegend des Drim findet ebenfalls eine Umbiegung gegen NO. statt. Aber nicht nur die Leitlinien zeigen, dass man es hier mit zwei verschiedenen Gebirgen zu thun habe, sondern auch die vorhandenen Sedimente. Denn an Stelle der bekannten kolossalen Kalkentwicklung in den Dinariden zeigt das griechisch-albanesische Gebirgssystem eine Schichtfolge von Schieferen, Sandsteinen, Conglomeraten und mergeligen Kalken.

Zwei weitere Faltengebirge kommen auf der Balkanhalbinsel vor: der Balkan und die Transsylvanischen Alpen. Über diese schreibt

Свириѣ: „Der Balkan und die Transsylvanischen Alpen gehen nicht durch Torsion ineinander über. Der westliche Balkan stellt eine selbständige Faltenzone gegenüber dem centralen und dem östlichen dar; überdies bildet er nicht eine Kette, sondern wird in zahlreiche Virgationsketten zerlegt. Seine Leitlinien biegen in Ost-Serbien nach Westen um und stossen unter merkwürdigen Erscheinungen auf die alte Masse. Die Transsylvanischen Alpen, die sich tektonisch vom westlichen Balkan wesentlich unterscheiden, biegen in Ost-Serbien nach Osten um und tönen in den ungestörten sarmatischen Schichten der bulgarischen Donau-Platte aus. Zwischen diesen beiden Faltenystemen befindet sich das geräumige, mit zahlreichen Andesiteruptionen angefüllte Becken der Oma-Reka (mit der Stadt Zaječar).“

Die Rhodope-Masse endlich charakterisirt Свириѣ durch die Faltung, welche bis ins Unteroligocän anhielt, und durch die Senkungen, die im Oligocän begannen und bis heute fortdauern. **L. Waagen.**

A. W. Pawlow: Vorläufige Mittheilung über geologische Untersuchungen im nordöstlichen Theile des Blattes 75. (Bull. Com. Géol. Pétersbourg. 20. No. 4. 199—218. Russ. m. franz. Res. 1901.)

Das untersuchte Gebiet liegt im Gouvernement Ssaratow und ist im W. vom Jelan, einem Nebenflusse der Terssa (zur Mjedwedjiza-Don) begrenzt. Es bildet eine nach O. und N. ansteigende Ebene, von Flüssen durchfurcht, die meist in der Richtung NW. 30° SO. oder, eine kleinere Anzahl, NO. 30° SW. fliessen. Diese Richtungen scheinen durch die Tektonik bedingt. Kreide, Quartär und fossilfreie Sande und Thone unbestimmten Alters (wahrscheinlich auch Quartär) treten auf.

Die Kreideformation lässt A. weisse und glaukonitische Schreibkreide mit *Belemnites mucronata*, vielleicht Oberturon, B. glaukonitische Mergel mit Phosphoriten, Belemnitellen, Spongien und

B'. thonig-sandige glaukonische Schichten, fast ohne Versteinerungen, vielleicht Senon, unterscheiden und findet sich nur im O. und S. des Gebiets.

Im Quartär werden von unten nach oben unterschieden:

1. Sandig-lehmige Schichten, mit *Planorbis*.
2. Lössartiger Lehm, mit Geröllen dort anstehender Gesteine.
3. Geschiebelehm.
4. Sande, sandige Thone, oft lössartig. Aus letzteren scheinen die gefundenen *Rhinoceros*- und Mammuthreste zu stammen.

Weigand.

N. A. Bogoslawsky: Geologische Beobachtungen auf der Eisenbahnstrecke Nischni-Nowgorod-Timirjasewo. (Bull. Com. Géol. Pétersbourg. 19. No. 7. 291—318. Russ. mit französischem Resumé. 1900. [1901.]

Die Bahn schneidet bei Nischni-Nowgorod in Bunte Mergel, nach unten zu mit Gyps, ein, die von Löss bedeckt sind, auch andere quartäre

Bildungen nehmen an der Zusammensetzung der Decke theil. Unter den Bunten Mergeln treten weiter im Süden permische Kalksteine auf. Zwischen Lukojanow und Timirjasewo treten Jura und untere Kreide zu Tage, als deren Unterlage beim Hinabbringen der Kairsons für die Brücke über den Alatyr, die Grosse und die Kleine Atma, carbone Kalksteine angetroffen wurden.

Weigand.

G. Michailovsky: Geologische Untersuchungen längs der Eisenbahn Berschad-Ustié. (Bull. Com. Géol. Pétersbourg. 1901. 20. No. 6. 345—359. Russ. mit franz. Resumé.)

Die Schmalspurbahn, von Rudniza (Südwestbahn) nach SO. über den Bug, die Ssiniza und Ssinjucha nach Olwiopol am Bug geführt, hat nur geringe Einschnitte nöthig gemacht, die meist in der Lössdecke verlaufen; darunter wurde mehrfach die Balta-Stufe erreicht, die bis 40 m Mächtigkeit zeigte und auf dem krystallinen Grundgebirge ruht. Dieses ist von den Flüssen Bug, Taschlyk, Ssiniza und Ssinjucha angeschnitten: Gneisse, Granite, Granitporphyr.

Weigand.

P. Rippas: Bericht über geologische Untersuchungen an der Eisenbahnstrecke Moskau-Briansk. (Bull. Com. Géol. Pétersbourg. 19. No. 8. 193—362. Russ. mit franz. Resumé. 1900. [1901.]

Die Bahn verläuft im Allgemeinen in SW.-Richtung; unter der diluvialen Decke, die im Süden ihre Grenze erreicht, erscheint im Süden unmittelbar das Carbon, während nach Norden zu Jura und Kreide zwischengelagert sind. Entsprechend dem deckenförmigen Bau des Moskauer Carbons trifft man, je weiter von Moskau, desto ältere Formationsglieder des Carbons an, von den Schichten mit *Spirifer mosquensis* bis hinab zu den Sandsteinen mit *Stigmaria ficoides*.

Weigand.

P. Rippas: Bericht über geologische Untersuchungen in den Forstbezirken des Gouvernements Tula. (Bull. Com. Géol. Pétersbourg. 19. No. 9. 423—462. Russ. mit franz. Resumé. 1900. [1901.]

Anlass zur Untersuchung war das dort gewonnene Eisenerz. Der Brauneisenstein bildet ein Lager wenige Meter unter der Oberfläche und ist aus der Zersetzung des Liegenden, des Kalksteins mit *Productus giganteus* MART., entstanden. Daher wechselt seine Mächtigkeit und Beschaffenheit ausserordentlich auf ganz kurze Entfernungen. Stellenweise überlagert den *Productus*-Kalkstein ein gelber Sand, der nach Ammonitenfunden zum Rjäsan-Horizont (Jura) gestellt wird; an anderen Orten dagegen höhere Glieder des Carbon, sandig-thonige Schichten mit einem wenig mächtigen Kohlenflötz (nach mündlichen Mittheilungen). Bedeckt sind alle diese Bildungen von diluvialen Lehm.

Weigand.

A. Netschajew: Vorläufige Mittheilung über geologische Untersuchungen im Gouvernement Orenburg (Blatt 130). (Bull. Com. Géol. Pétersbourg. 20. No. 4. 171—198. Russ. m. franz. Res. 1901.)

Die Untersuchungen betrafen das Gebiet nördlich vom Uralflusse und östlich von einer Linie, die von der Sakmaru-Mündung nach Wassiljew am Jangis und nach Kitai-Jam verläuft. Verf. giebt zunächst die Geschichte der geologischen Erforschung des Gebiets durch MURCHISON, NÖSCHEL, MÖLLER, STUCKENBERG u. s. w. und schildert dann die Ausbildung des Perm, das, entgegen älteren Darstellungen, auch hier die dem östlichen Russland eigene Dreitheilung zeigt, zu unterst Conglomerate und grobkörnigen Sandstein mit rothem Thon; darauf Thone und Kalksteine (versteinierungsreich) des Zechstein, zu oberst bunte Schichten, in denen die Kupfererze von Kargala liegen (nicht in der unteren Abtheilung, wie man früher annahm) und die von SCHMALHAUSEN beschriebenen Pflanzen.

Als jüngeres Glied der Formationsreihe findet sich der Jura, dessen Ammonitenfauna, von PAWLOW beschrieben, auf die Zone des *Asp. acanthicum* hindeutet.

Weigand.

F. Katzer: Der landschaftliche Charakter von Ceará (Brasilien). (Globus. 82. 1902. 1—5. Mit 4 Abb.)

Der Staat Ceará liegt im nördlichen Brasilien etwa unter 3—8° s. Br. und 38½—41° w. L. Die Oberflächengestalt ist auch hier der Ausdruck der jüngsten geologischen Geschichte. Das Klima ist im Ganzen sehr trocken. Während in der Regenzeit (März bis Mai) etwa 80—90 cm Regen fallen, ist der Rest des Jahres fast niederschlagsfrei. Es lassen sich vor Allem für den Sommer 4 Landschaftstypen unterscheiden

1. Das Strandgebiet meist ohne Mangrovegürtel, mit Dünen, unfruchtbar, einförmig.

2. Die anschliessende feuchte Tiefebene bis ca. 10—30 km landeinwärts. Da sich hier das ganze Jahr durch Wasser hinter dem Dünenwall erhält, bestehen ausgedehnte Pflanzungen, Wiesen etc.

3. Die Sertão, die flachwellige, steppenartige Hochfläche, nach der Regenzeit ein grünes Wellenland, im Sommer eine Sand- und Steinwüste. Die in Mittelceará aufgesetzten einzelnen Hügel (100—200 m) aus Syenit etc. tragen typische Karren.

4. Die höheren Gebirge (700, 850 m) bei etwas grösserer Feuchtigkeit immer von grünem Pflanzenkleide, Urwald und Pflanzungen bedeckt, mit mässig heissem Klima.

W. Volz.

J. N. Lebedev: Geologie im Museum Caucasicum. Die Sammlungen des kaukasischen Museums von H. RADDE. 3. 1901.

Dies Verzeichniss der im geologischen Theile des Museums zu Tiflis vorhandenen Stücke enthält eine Karte der Fundorte, sowie 6 Tafeln

Phototypien von Gesteinsschliffen, Cardien, Congerien, Ammoniten; ferner geht dem eine Übersicht voraus, in der die Lagerungsverhältnisse der Fundorte kurz geschildert werden.

Weigand.

A. Philippson: Nachträge zur Kenntniss der griechischen Inselwelt. (PETERMANN's Geogr. Mitth. 1902. Heft V. Mit 1 Karte.)

Die Insel Mykonos gehört einer jener alten Gneissmassen an, die, von krystallinen Schiefen umlagert, in den Cykladen hervortreten. So ist sie fast ganz aus mehr oder weniger NW.—SO.-streichendem Gneiss aufgebaut, in dem drei Gneissgranitmassen (wahrscheinlich alte Eruptivstöcke) als rundliche Kuppen oder wallartige Höhenzüge, sowie gelegentlich eingelagerte Amphibolite auftreten. Dem Gneiss im gleichen Streichen aufgelagert finden sich fossilere Sandsteine unbekanntes Alters im N. und O. der Insel, während im W. ein Vorkommen von altquartärem (?) Poros-Sandstein (wohl eine der im Gebiet der Ägäis häufigen, gehobenen quartären Meeresablagerungen) beobachtet wurde.

Die Hochfläche der Insel bildet einen Theil der alten Denudationsfläche, der auch die Höhen von Andros und Tinos angehören; ihre Landschaftsform ist eine kahle Verwitterungsoberfläche, deren Charakter lediglich von der Widerstandskraft der Gesteine gegen die Zersetzung bedingt ist.

Weiterhin folgen einige Beobachtungen über Nikariá, Leukas, sowie das Auftreten von hellem Eocänkalk auf Ithaka.

W. Volz.

A. Philippson: 1. Vorläufiger Bericht über die im Sommer 1901 ausgeführte Forschungsreise im westlichen Kleinasien. (Sitz.-Ber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. zu Berlin. 1902. 4. 5 p.)

—, 2. Vorläufiger Bericht über die im Sommer 1902 ausgeführte Forschungsreise im westlichen Kleinasien. (Ibid. 1903. 6. 13 p.)

1. Verf. hebt die weite Verbreitung des vielfach gestörten Neogens mit eingelagerten mächtigen vulcanischen Bildungen im Vilajet Smyrna-Aidin hervor und bespricht kurz die zonenartig, mit allgemeiner Richtung nach NO. aufragenden älteren Gebirge.

2. Im NW. Kleinasien streichen aus dem Innern Faltenzonen in vorwiegend westlicher Richtung heraus. Ein nördliches Bündel bildet die Fortsetzung der Gebirge im S. des Schwarzen Meeres. Ihm schmiegen sich mit stellenweiser Zerknitterung, ebenfalls westlich sich wendend, etwa an der Linie Kutahia-Balat, Bündel anderer Züge an, die aus dem südlich gelegenen Taurussystem abzuleiten sind. Sie umschlingen die grosse krystalline Masse Lydiens, deren Verhältniss wegen mangelnder Kenntniss der Südgrenze noch unaufgeklärt ist. Diese Züge enden am Manias-See; ihren Enden legen sich eine NW.- und sich ihr anschaarend eine NNO-streichende Sedimentzone vor, deren Grenze als Schaarungsaxe der pontischen

und Taurus-Züge einerseits und der Falten des ostägäischen Gebirges andererseits bezeichnet werden kann.

Überlagert wird das Grundgebirge von Neogen, das im W. bis zum Meridian von Brussa stark gestört, weiter östlich horizontal ist. Dem Neogen gesellen sich ausgedehnte, mächtige, gleichalterige vulcanische Bildungen zu.

Bemerkenswerth ist der Nachweis von Gletscherspuren am N.-Abhang des mysischen Olymp (2500 m) in etwa 2300 m Höhe.

W. Volz.

A. Schenck: Deutsch-Südwest-Afrika im Vergleich zum übrigen Süd-Afrika. (Verh. d. XIII. deutschen Geographen-Tages zu Breslau. 1901. Berlin 1901. 154—166.)

Verf. weist auf die relative Selbständigkeit Südwest-Afrikas gegenüber dem übrigen Südafrika in der geologischen Zusammensetzung des Bodens, den Gebirgsformen sowie der Tektonik hin und wendet sich dann nach kurzer Besprechung des verschiedenartigen Auftretens der Mineralschätze der Bodenbildung sowie den klimatischen Verhältnissen zu; er betont, dass in Gross-Nama-Land der SW.-Wind der Regenbringer ist. Er kommt zum Schluss, dass für SW.-Afrika ein wirtschaftlicher Aufschwung nur durch Steigerung des Exports hervorgerufen werden könne, für welchen vorderhand wesentlich nur die Producte der Viehzucht (Gross-Nama-Land: Wollschafe, Angoraziegen; Damara-Land: Rindvieh) in Betracht kommen

W. Volz.

E. Naumann: Geologische Arbeiten in Japan, in der Türkei und in Mexico. (Ber. Senckenb. Ges. 1901. 79—90.)

NAUMANN, der in den Jahren 1880—1885 die grundlegenden Aufnahmen zu den geologischen Karten Japans anfertigte, berichtet in vorliegendem Vortrag über diese seine Thätigkeit und über die nachfolgende Arbeit der Japaner. Er polemisiert gegen die Ansichten HARADA's und resümiert seine eigenen Ergebnisse mit folgenden Worten: „Meine Untersuchungen haben mich zu dem Resultat geführt, dass der grundlegende Vorgang in der Geschichte der japanischen Gebirgsbildung das Aufreissen der grossen Längsspalte gewesen ist. Diese Spalte verlief ursprünglich in Gestalt eines regelmässigen Bogens. Ihre Entstehung erfolgte jedenfalls schon in sehr früher Zeit, wahrscheinlich zu Beginn des palaeozoischen Zeitalters. Daraus, dass der Himalaya und der Ural ähnliche tektonische Verhältnisse zeigen wie Japan, schliesse ich, dass sich diese 3 Bogen ursprünglich zu einem vollen Kreise geschlossen haben und dass dieser Kreis die Peripherie einer mächtigen, das Erdellipsoid leicht überragenden Calotte darstellte. Die Bildung der letzteren mag auf die Abkühlung und die dadurch hervorgerufene Contraction des ganzen Erdkörpers zurückzuführen sein. Um ganz Bedeutendes später trat dann die Schwellung der Schichtokette an den japanischen Bogen heran und zersprengte ihn. Die vor-

rückenden Falten des japanischen Bogens fanden ein Hemmniss und stauten sich an dieser Stelle. Die Bildung der Querspalte ist noch im palaeozoischen Zeitalter erfolgt, und zwar gegen Schluss desselben. Mit Abschluss der palaeozoischen Aera war der japanische Inselkranz schon fertig gebildet. Die Trias-, Jura- und Kreidebildungen sind in seichten Meeren entstanden.“

Die Vorstudien zum Bau der Anatolischen Bahn führten NAUMANN in den Jahren 1890 und 1893 nach Kleinasien, das nach seinen Studien im Wesentlichen „aus zwei nebeneinander herziehend dicken Gebirgsstämmen“ besteht, welche sich im Westen und im armenischen Hochland vereinigen und die lykaonische Senke umschliessen, welche mit den Ablagerungen eines pliocänen Binnensees ausgekleidet ist.

Auf seiner Tour im Jahre 1897 durch Mexico konnte NAUMANN feststellen, dass bei der Gebirgsbildung unzweifelhaft ein nach Osten gerichteter Schub stattfand.

L. Waagen.

S. Yoshiwara: Geological Age of the Ogasamara Group (Bonin Islands) as indicated by the occurrence of Nummulites. (Geol. Mag. 1902. 9. No. 7. 296—303.)

Autor beschäftigt sich mit der Vertheilung der Vulcanreihen auf den japanischen Inseln, welche wir auch auf einem beigegebenen Kärtchen verzeichnet finden. Wir sehen da von dem bekannten Graben, welcher südlich von Tokyo die Hauptinsel Japans durchquert, eine Reihe von Vulcanen ausgehen, die Fuji-Kette, welche in den Sulphur-Inseln endet. Parallel dazu, etwas östlich, findet sich eine zweite kurze Vulcanreihe, die Bonin-Inseln oder Ogasamara-Gruppe. Diese kleine Gruppe wird nun des Eingehenderen behandelt. Sie zerfällt wieder in drei Untergruppen: Muko-jima, Chichi-jima und Haha-jima, deren jede aus zahlreichen Inseln zusammengesetzt ist.

Die Untersuchungen YOSHIWARA's ergaben, dass der Sockel dieser Inseln, aus Andesiten und zwischengelagerten Tuffen bestehend, von unterseeischen Vulcanen während der Eocänzeit aufgeschüttet wurde, wie die aufgefundenen Fossilien beweisen, von welchen angeführt werden: *Nummulites baguelensis* VERB., *N. javanus* VERB., *Schizaster*, *Pecten*, *Velates Schmidelianus* CHEM., *Voluta*, *Cardium*, *Tapes*, *Natica*, *Dentalium* (?), *Vermetus*, *Trochus* (?), *Nerita*, *Ostrea*, *Lithothamnium*, *Lamna*. Über die vulcanischen Ablagerungen breiten sich mächtige, horizontale, korallogene Kalke mit zahlreichen *Lepidocyklinen*, die jedenfalls dem Miocän zuzurechnen sind und erst in jüngster Zeit gehoben wurden. Die Vulcanreihe der Fuji-Kette ist jedenfalls jünger und scheint diese Spalte von Norden nach Süden fortgeschritten zu sein.

L. Waagen.

S. Yoshiwara: Geologic structure of the Riukiu (Loochoo) curve, and its relations to the northern part of Formosa. (The Journ. of the College of science, imperial University, Tokyo, Japan. 16. Part 1. 67 p. u. 5 Taf. 1901.)

Die Riukiu-Curve wird von einer beträchtlichen Anzahl von Inseln zusammengesetzt, welche guirlandenförmig die Insel Kyushu mit Formosa verbinden. Die Schichten, welche diese Inseln zusammensetzen, gehören zum grössten Theile dem Palaeozoicum an. Es finden sich Kalke, Quarzite und Schiefer der palaeozoischen Gruppe in Verbindung mit Sandsteinen, Pyroxeniten und Amphiboliten, welche letztere sich über die Inseln Oshima, Takuno-shima, Okinarabu-jima, Yorou-jima, Okinawa-jima, Ishigaki-jima und Iriomote-jima als Kernmasse hinziehen. Die palaeozoischen Kalke, Quarzite und Schiefer schliessen sich westlich daran an und setzen daher meist die Westregionen der grösseren Eilande oder die westlich gelegenen kleinen Inselkörper zusammen, wie die Westseite von Oshima, die Iheya-Inselgruppe, die westliche Halbinsel von Okinawa mit den umliegenden Inselchen, weiters Theile von Ishigaki-jima und die Insel Taketomi. Nicht selten werden die palaeozoischen Ablagerungen von Eruptivgesteinen verschiedensten Alters durchbrochen, und es finden sich da Granite, Diorite, Porphyrite, Quarzporphyre, Serpentine, Diabase, Liparite, Andesite und Propylite.

Nach dem Palaeozoicum folgt von sedimentären Ablagerungen sogleich das Tertiär, das auf den nördlichen Inseln, dann auf Kikaiga-shima, Okinawa-jima und einigen zugehörigen Inselchen, Ishigaki-jima und Iriomote-jima, beobachtet wurde. Als jüngstes Glied schliessen sich die horizontal gelagerten gehobenen Korallenriffe an.

Die palaeozoischen und tertiären Schichten sind sämmtlich gefaltet. Das Streichen entspricht dem des Inselbogens und die Anordnung ist eine solche, dass sich im Innern des Bogens das Palaeozoicum findet und sich auf der Aussenseite das Tertiär (im südlichen Theile Miocän, im Norden wahrscheinlich jüngere Gebilde) anlegt. Der ganze Aufbau wird mit dem Einbruche des Ostchinesischen Meeres während der Tertiärzeit in Zusammenhang gebracht, worauf auch eine ganze Reihe von vulcanischen Eruptionsgesteinen am Innenrande der Riukiu-Curve hinweisen. Die vulcanischen Ergüsse auf Ishigaki-jima sollen jedoch bereits einer anderen Spalte angehören, wie überhaupt die Sakischina-Gruppe von Formosa durch einige N.—S.-Spalten getrennt angenommen wird.

Zum Schlusse wird noch bemerkt, dass die auffallende dreizonare Anordnung der Riukiu-Inseln, am Innenrande junge Vulcane, dann nach aussen palaeozoische Sedimente und Tertiärablagerungen mit dem gleichen Bau der Halbinsel Malakka, der Andamanen und Nikobaren, der Banda-Inseln und der kleinen Antillen übereinstimmen. **L. Waagen.**

S. Yoshiwara: Notes on the raised coral reefs in the Islands of the Riukiu curve. (The Journ. of the College of science, imperial University, Tokyo, Japan. 16. Part 1. 1—14. Taf. I u. II. 1901.)

Der Autor fasst die Ergebnisse seiner Untersuchungen über die gehobenen Korallenriffe der Riukiu-Curve in folgenden Punkten zusammen:

1. Die gehobenen Riffe sind auf jeden Fall jünger als das Tertiär und die oberste Schicht bilden recente Ablagerungen.

2. Diese Riffe lagern vollkommen horizontal im Gegensatz zu den geneigten Schichten des Liegenden.

3. In früherer Zeit bedeckten die Riffe den Seeboden oder gürteten als Wallriffe die Inseln.

4. Die nördliche Grenze für die alten Riffe im westlichen Pacific bildete etwa 29° nördl. Br.

5. Die grösste Hebung wurde in der Riukiu-Curve mit 684 Fuss (etwa 208 m) festgestellt.

6. Von den recenten Riffen sind sie hauptsächlich durch ihre Lage, ihre Structur und ihre Färbung unterschieden.

7. Die gehobenen Riffe findet man besonders in Gestalt von Terrassen.

8. In allen übrigen Eigenschaften gleichen sie den recenten Riffen jener Gegenden.

Besonders erwähnt sei nur noch die auffallende Thatsache, dass die einzelnen Inseln der Riukiu-Curve durchaus nicht in gleichem Maasse an der Hebung Theil nahmen, sondern dass alle Werthe von 20—684 Fuss beobachtet wurden.

Der Arbeit ist eine Tafel mit der Abbildung von Operculinen-Gesteinen, sowie eine Karte, auf welcher die gehobenen Riffe der Riukiu-Curve verzeichnet sind, beigegeben.

L. Waagen.

R. Bullen Newton and Richard Holland: On some Fossils from the Islands of Formosa and Riukiu (Loochoo). (The Journ. of the College of science, imperial University, Tokyo, Japan. 17. Part 3. 23 p. 1902. Mit 4 Tafeln.)

Die Fossilien, welche von YOSHIWARA bei seinen geologischen Aufnahmen der Riukiu-Inseln und des nördlichen Formosa gesammelt wurden, finden sich in vorliegender Publication bearbeitet. Die Untersuchung ergab, dass die tertiären Ablagerungen dem Miocän angehören, während die gehobenen Riffe postpliocänen Alters sein dürften. Das Miocän wird durch das häufige Auftreten von *Orbitoides (Lepidocyclina) Verbeeki* und *Lithothamnium (Rosenbergia) ramosissimum* charakterisirt. Von neuen Formen wird *Cellepora formosensis* eingehend beschrieben, welcher *C. pumicosa* (= *C. tubigera*) und *C. mammillata* am nächsten stehen. Neu ist auch *Orbitoides (Lepidocyclina) angularis*.

L. Waagen.

J. W. Spencer: On the geological and physical development of Antigua. (Quart. Journ. Geol. Soc. 1901. 57. 490—505.)

—: On the geological and physical development of Guadeloupe. (Ebenda 506—519.)

—: On the geological and physical development of Anguilla, St. Martin, St. Bartholomew and Sombbrero. (Ebenda 520—533.)

—: On the geological and physical development of the St. Christopher Chain and Saba Bank. (Ebenda 534—543.)

SPENCER hat in letzter Zeit die nordöstlichen Antillen oder „Inseln unter dem Winde“ einer genauen Untersuchung unterzogen, und die geologischen Resultate dieser Forschung werden in den citirten vier Publicationen veröffentlicht. Am eingehendsten wird die Geologie von Antigua erörtert, und darauf die geologischen Verhältnisse der übrigen Inseln stets bezogen. Zum leichteren Verständnisse ist auch eine geologische Kartenskizze und ein Profil von Antigua beigegeben, was wir bei den weiteren Besprechungen leider vermissen; nur von Guadeloupe findet sich ebenfalls eine Profilskizze.

Das älteste sichtbare Schichtglied ist ein Eruptivgestein vortertiären, wahrscheinlich cretacischen Alters, das als Porphyrit angesprochen wird, und häufig Lagen von Breccien und Aschen eingeschlossen enthält, die nicht selten wieder verändert erscheinen. Dieses Eruptivgestein lässt sich gleichsam als innere Zone an dem in Rede stehenden Inselbogen verfolgen. Die Porphyrite bilden den gebirgigen Westen auf Antigua; compacte vulcanische Tuffe setzen den Westen von Guadeloupe zusammen; vortertiäre Grünsteine und dioritische Porphyre, welche nach oben in vulcanische Aschen, Tuffe und Breccien übergehen, werden auf St. Martin als Liegendes erkannt, während auf St. Bartholomew und Anguilla nur mehr Verwitterungsproducte der Eruptivgesteine beobachtet werden konnten. St. Christopher (St. Kitts) und St. Eustatius (Statia), welche aus der Inselreihe mehr gegen West hinausgerückt erscheinen, liessen ein mehr trachytisches, vielfach verwittertes Material, auf der Südost- resp. Nordseite erkennen.

Über den Eruptivgesteinen finden sich Tuffe, Breccien und Conglomerate, welche häufig Hornsteinkalke, grobe Sande und Süswasserbildungen mit verkieselten Hölzern einschliessen, und die dem älteren Tertiär (Eocän) entsprechen dürften. Auf Antigua bilden diese Ablagerungen, von NW. nach SO. streichend, eine mittlere Zone, welche mit 12° — 20° gegen NO. fällt und in einzelnen Hügeln eine Mächtigkeit von 695 Fuss erreicht. Die gleichen Schichten finden sich auch auf Guadeloupe und in Grand Terre, und von St. Martin und St. Bartholomew, wo sie theilweise stark gestört sind, wurden sie bereits oben erwähnt; sie fallen hier mit etwa 40° nach NW. ein.

Der ganze Osten der Insel Antigua wird von einem lichten Kalksteine (white limestone) eingenommen, der auf den Tuffen ziemlich concordant lagert, dem Oligocän und Miocän entsprechen dürfte, und als Antiguaformation angeführt wird. In der Aufsammlung SPENCER'S fanden sich folgende Korallen aus diesen Ablagerungen:

<i>Trochosmia</i> sp. nov.	<i>Orbicella endothecata</i> DUNCAN
<i>Stylophora</i> sp.	(= <i>cavernosa</i> LINN.).
<i>Stephanocaenia</i> sp.	<i>Orbicella</i> sp.
<i>Astrocaenia ornata</i> ED. u. H.	<i>Symphyllia</i> sp. nov.
<i>Brachyphyllia</i> sp.	<i>Astroria polygonalis</i> DUNCAN.
<i>Orbicella (Astraea) crassolamellata</i>	<i>Oroseris</i> sp. nov.
DUNCAN.	<i>Alveopora regularis</i> DUNCAN.
<i>Orbicella cellulosa</i> DUNCAN.	<i>Porites</i> sp. nov. (?)

Auch der grösste Theil von Grand Terre auf Guadeloupe wird von dieser Formation zusammengesetzt. Ebenso findet sie sich fossilführend, jedoch discordant (15° nach SW. einfallend) auf St. Martin, dann auf Anguilla Tintamarre und Sombrero. Von Fossilien sind genannt:

A. Von Anguilla:

<i>Natica phasianelloides</i> D'ORB.	<i>Echinolampas scutiformis</i> LESKE.
— <i>caurena</i> LINN.	<i>Schizaster Scillae</i> DESMOULINS.
<i>Teredo</i> sp.	<i>Echinoneus cyclostomus</i> LESKE.
<i>Solarium quadriseriatum</i> SOW.	<i>Brissus dimidiatus</i> AGASSIZ.
<i>Turritella</i> sp.	<i>Echinometra acufera</i> BLAINVILLE.
<i>Pecten</i> sp.	<i>Cidaris melitensis</i> FORBES.
<i>Sphaerodus gigas</i> .	<i>Clypeaster ellipticus</i> MICHELIN.
<i>Echinolampas semiorbis</i> GUPPY.	<i>Orbicella cavernosa</i> LINN.
— <i>hemisphaericus</i> LAM.	<i>Madrepora muricata</i> LINN. var.
— <i>lycopersicus</i> GUPPY.	<i>palmata</i> LAM.

B. Von Tintamarre:

<i>Orbicella cavernosa</i> LINN.	<i>Diploria labyrinthiformis</i> LINN.
----------------------------------	--

C. Von Sombrero:

<i>Orbicella acropora</i> LINN.	<i>Cerithium caudatum</i> SOW.
<i>Tellina fausta</i> GOLD.	<i>Fissurella Listeri</i> D'ORB.
<i>Cerithium litteratum</i> BORN.	<i>Bulla granosa</i> SOW.

Die jüngeren Bildungen — Pliocän — besitzen eine grosse Mannigfaltigkeit, weshalb SPENCER auch eine Reihe von Localnamen dahin einführt.

In Antigua folgen auf die lichten Kalke versteinungsleere, kalkige Sandsteine, welche als „Hodge's Hill Sandstones“ zusammengefasst werden. Sie erreichen eine Mächtigkeit von etwa 150 Fuss, und sind dem Liegenden discordant aufgelagert, indem sie 10° NO. einfallen. Stellenweise finden sich über den Schichten der Antiguaformation, ebenfalls discordant und fast horizontal, nur mitunter ganz leicht gefaltet, eine Schichtfolge von verschiedenartigen Geschieben und lichten Mergeln, die den Namen „Friar's Hill Series“ erhielten. Dieselben erlangen eine Mächtigkeit von 12—20 Fuss und reichen bis zu einer Seehöhe von etwa 200 Fuss. Autor verweist diese Schichten in das Pliocän oder ältere Pleistocän und hält sie für ein Aequivalent der Matauzas-Formation auf Cuba, der Layton-Schichten auf Jamaica und der Lafayette-Stufe auf dem amerikanischen Continente.

Dem Pleistocän werden auf Antigua die „Cassada Garden-Sande“ zugerechnet, welche aus gerundeten Eruptivgesteinstücken bestehen und eingeschaltete Lehmبانke besitzen. Ihre obere Grenze erreichen sie bei 60—75 Fuss Meereshöhe, und ihre Mächtigkeit beträgt bei 20 Fuss. Es wird angenommen, dass sie der Columbia-Formation in Amerika, den Zapata-Schichten in Cuba und den Liguanea-Schichten in Jamaica gleichzustellen seien.

Auf Guadeloupe wird das Pliocän von der „Lafande-Serie“ gebildet. Es sind dies Mergel, Gerölle und grobe Sande, welche sich mit der Mächtigkeit von wenigen Fuss und in etwa 200 Fuss Meereshöhe von Port Louis bis zur Ostküste erstrecken. Etwas geringeren Alters, den Übergang vom Pliocän zum Pleistocän bildend, sind die „Kalksteine von Usin“, südöstlich von Point à Pitre, welche nur eine geringe Verbreitung besitzen. Dem Pleistocän endlich wird die „Petit Bourg-Series“ zugerechnet, ebenfalls Sande, die ein Aequivalent der „Cassada-Garden-Sande“ auf Antigua bilden.

Pliocäne Bildungen finden sich auch sonst allenthalben. Auffallend ist es jedoch, dass auf St. Kitts am Abhange des Vulcans Brimstone Hill diese Schichten bis zu einer Seehöhe von 450 Fuss angetroffen werden. Diese Höhe wird jedoch im Süden der Insel Statia sogar noch übertroffen, wo das Pliocän an den Flanken des kolossalen Vulcans „The Quill“ (1950 Fuss) bis zu 900 Fuss über dem Meeresspiegel hinaufreicht. Autor glaubt, dass diese Sedimenthüllen erst in jüngster Zeit durch vulcanische Thätigkeit zu diesen Höhen gehoben wurden, doch finden wir leider keine ausführlichere Erörterung dieser Frage. — Mancherorts, so besonders auf Sombrero, führen die besprochenen Ablagerungen auch eine mehr minder reiche Fauna, von welcher genannt sind:

<i>Orbicella cavernosa</i> LINN.	<i>Glycimeris pectinatus</i> LAM.
— <i>acropora</i> LINN.	— <i>undatus</i> LAM.
<i>Siderastrea siderea</i> ELL. u. SOL.	<i>Lutricola interstriata</i> SAY.
<i>Venus cancellata</i> LINN.	<i>Tellina interrupta</i> WOOD.
— <i>Paphia</i> LINN.	— <i>Gruneri</i> PHIL.
<i>Cardium sublongatum</i> SOW.	<i>Pecten ziczac</i> LINN.

Pleistocäne Bildungen sind ebenfalls auf allen Inseln zu finden. So auf St. Martin Geröllablagern von Eruptivgesteinen, in der Gegend der Crocus Bai von Anguilla röthliche Sande in horizontaler Lagerung, auf St. Christopher die „St. Kitts-Sande“, bestehend aus vulcanischen Geröllen und Sanden, während deren Ablagerung mehrfache Niveauschwankungen wahrscheinlich sind. — Zu erwähnen sind endlich noch die zahlreich vorhandenen gehobenen Korallenriffe, die sich jedoch nur um 6—8 Fuss über das Meeresniveau erheben. — Von den Vulcanen wird angenommen, dass ihre Haupteruptionsphase in den Anfang der Pleistocänzeit fällt.

Von grösstem Interesse sind die zusammenfassenden Schlusscapitel der vier Aufsätze, in welchen die Erosionserscheinungen und die Niveauveränderungen jener Inseln eingehend besprochen und scharfsinnige Folgerungen daran geknüpft werden. SPENCER nimmt mehrfache Hebungen und Senkungen des Gebietes an, speciell aber zu Beginn der Pliocänzeit sucht er eine Hebung um den Betrag von rund 3000 Fuss wahrscheinlich zu machen, was von ihm dadurch gestützt wird, dass er die submarinen Thäler und „cirques“ als Erosionsproducte des Festlandes hinstellt. Diese Auffassung ist allerdings nicht unanfechtbar, und auch Prof. SOLLAS hat

in der Discussion, welche nach Verlesung der SPENCER'schen Publicationen sich in der Sitzung der geologischen Gesellschaft in London entspann, darauf hingewiesen, dass dieselben Thalbildungen ebensogut auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden könnten. Dagegen führt wieder SPENCER zu seinen Gunsten an, dass noch während der Pleistocänzeit, wie seine Funde beweisen, grosse Säugethiere (eine kleine Elephantenart auf Guadeloupe und drei Arten von grossen Nagethieren [*Amblirohiza*] auf Anguilla) in diesen Gegenden lebten, was nach ihm nur durch Entstehung einer Landverbindung mit dem Continent erklärt werden könne.

L. Waagen.

F. P. Menzel: The Wood's Point Dyke, Victoria, Australia. (Geol. Mag. (4.) 9. 392—397. London 1902.)

Wood's Point liegt 75 engl. Meilen östlich von Melbourne und etwa 60 engl. Meilen von der Küste entfernt. Es handelt sich hier um eine Intrusivmasse in den obersilurischen Schichten der Goldfelder von Victoria. Es ist ein dunkel gefärbtes Gestein von granitischem Habitus und dem specifischen Gewichte 2,9, das zu ornamentalen Zwecken geeignet wäre. Das vorherrschende Mineral ist die Hornblende und Autor bezeichnet das Gestein als Hornblendeporphyr. Natürlich zeigt dieses Gestein nicht überall die gleiche Ausbildung, und so wird eine extreme Varietät noch besonders erwähnt, bei welcher eine mikro- oder kryptokrystalline Grundmasse auffällt, und das wegen seines Reichthumes an Cordierit als Cordieritfelsit behandelt wird. Als Entstehungszeit für diese Intrusionen wird die Devonzeit angenommen und das Goldvorkommen mit diesen Erscheinungen in Verbindung gebracht.

L. Waagen.

Stratigraphie.

Devonische Formation.

Amadeus W. Grabau: Stratigraphy of the Traverse Group of Michigan. (Ann. Rep. Geol. Surv. Michigan. 1901. 161—211. June 1902.)

Zahlreiche Aufschlüsse in den Hamiltonschichten im Staate Michigan werden beschrieben und daraus ein Profil durch die Halbinsel am Huronsee von Alpena nach Presque Isle zusammengestellt. Zu untermst liegt der Dundee-Kalk, der noch wenig untersucht wurde; über diesem folgt eine Schiefer- und Kalkzone, die als Lower Traverse Series bezeichnet wird und in die Bell-Schiefer und die Long Lake-Schiefer und Kalke zerfällt. Namentlich diese letzten enthalten an vielen Orten zahlreiche Versteinerungen, unter denen Hamiltonbrachiopoden vorwiegen. Es folgt eine Riffkalkzone, der Alpenakalk, der fast nur aus Bryozoen und Korallen besteht und stellenweise noch die normale Riffausbildung mit Vorriffzone

und fingerförmig eingreifenden normalen Sedimenten erkennen lässt (ein instructives Bild auf p. 176). Den Beschluss nach oben bildet die Upper Traverse Series, wieder eine Zone von Schiefen und Kalken, die zwar an manchen Orten auch Versteinerungen geliefert haben, aber im Ganzen doch nur wenig aufgeschlossen sind. Zahlreiche chemische Analysen werden in die Beschreibung eingeflochten.

Zum Schluss vergleicht Verf. noch die etwa gleichalterigen Ablagerungen der Little Traverse Bay mit den hier beschriebenen. Wegen der zahlreichen Einzelheiten, die meist nur locales Interesse besitzen, muss auf die Arbeit selbst verwiesen werden.

Drevermann.

H. W. Shimer and A. W. Grabau: The Hamilton group of Thedford, Ontario. (Bull. Geol. Soc. Amer. 8. 149. 1902.)

An der Hand mehrerer Profile giebt der erste Theil der Arbeit eine eingehende Darstellung der petrographischen Zusammensetzung und des Fossilinhalts der Hamilton-Schichten von Thedford. Darnach scheiden diese sich in:

Obere	Hamilton-Schichten	{ Obere Kalke
		{ Obere Schiefer
Mittlere	"	{ Korallenlager
		{ Crinoidenkalk
Untere	"	Untere Schiefer

In einem zweiten Abschnitt wird die Schichtenfolge mit den gleichalterigen Ablagerungen des 130 miles östlicher gelegenen Eighteen-mile Creek im Staate New York verglichen. Es ergiebt sich eine grosse Übereinstimmung in der Zusammensetzung und Mächtigkeit — 200—250' — der fraglichen Schichten an beiden Punkten, da sich auch am 18 m Creek eine untere Schieferzone, darüber Crinoiden- und Korallenkalke, und eine obere Schieferzone unterscheiden lassen.

In einem weiteren Abschnitte werden mehrere Arten der Fauna, darunter besonders zwei neue Varietäten von *Spirifer mucronatus*, nämlich var. *arconensis* (untere Schichten) und var. *thedfordensis* (obere Schichten) beschrieben (aber leider nicht abgebildet). Den Schluss des Aufsatzes bildet eine die verticale Verbreitung der 241 Arten der Fauna bei Thedford und um 18 m Creek veranschaulichende Tabelle.

Kayser.

Charles Schuchert: On the Manlius formation of New York. (Amer. Geologist. 31. 1903. 160—178.)

Neuere Untersuchungen haben zu einer specielleren Gliederung des über dem Niagaran liegenden Theiles des Obersilur im Staate New York geführt. Darnach stellt sich die Zusammensetzung dieser Schichtenfolge, des Cayugans, jetzt folgendermaassen dar:

		Jetzige Bezeichnung:	Frühere:
Hangendes:		Helderbergian	
Cayugan	Manlius	Manlius	(Tentaculite limest.)
		Rondout	(Upper Waterlime)
	Salina	Cobleskill	(Coralline limest.)
		Bertie	(Lower Waterlime)
		Salina proper	
Liegendes:		Niagaran.	

Die Ausdrücke „Bertie“ und „Cobleskill“ sind von Dr. J. CLARKE aufgestellt worden; und zwar Bertie für den unteren, durch massenhafte Eurypteren ausgezeichneten Wasserkalk; Cobleskill für eine bisher als „Coralline limestone“ bezeichnete, irrtümlicher Weise als eine östliche Vertretung des Niagaran der westlichen Theile des Staates New York angesehene Schichtenreihe, die in Wirklichkeit untrennbar mit dem Rondout-Kalk der Manlius-Serie verknüpft ist.

Man pflegte bisher den „Tentaculiten-Kalk“ als einzigen Vertreter der Manlius-Serie zu betrachten. An der Hand einer eingehenden Betrachtung der Fauna zeigt indess Verf., dass es das einzig Naturgemässe ist, den Begriff Manlius so auszudehnen, dass er alle Bildungen zwischen dem Bertie und dem tiefsten Gliede des Devon, dem „Coemans“ (früher „Lower Pentamerus limestone“) des Helderbergian umfasst. Die so begrenzten Manlius-Bildungen enthalten in der typischen Gegend, den Counties Herkimer und Schoharie des Staates New York, den Cobleskill-, den Rondout- (ohne Eurypteren!) und den Manlius-Kalk und erreichen stellenweise bis zu 145' Mächtigkeit.

Die Fauna dieser Schichtenfolge ist nach unserer bisherigen Kenntniss noch dürftig, wird aber schon in nächster Zeit durch Zugänge aus Pennsylvanien, Maryland und West-Virginien eine bedeutende Vermehrung erfahren. Wenn auch unzweifelhaft obersilurisch, besitzt sie doch im Vergleich mit dem Niagaran ein deutlich jüngeres Gepräge. Auffallend gross ist die Menge der Crinoiden und Cystideen (*Sphaerocystites*, *Camarocrinus*), Bryozoen, Ostracoden.

Kayser.

Permische Formation.

A. W. Rogers and E. H. L. Schwarz: The Orange River Ground Moraine. (Trans. Phil. Soc. South Africa, 1900. 11. Part 2. 113-120. Taf. X-XV.)

In der Gegend von Prieska und Hope Town ist ein grosses Areal von Conglomerat bedeckt, dessen glacialen Ursprung die Autoren in vorliegender Publication zu beweisen suchen. Einleitend werden die auf das gleichalterige Dwyka-Conglomerat etc. bezüglichen Arbeiten von WYLEY, SUTHERLAND, STOW, HÜBNER, DUNN u. A. herangezogen.

Die in Rede stehenden Ablagerungen von Prieska und Hope Town zeigen die Zusammensetzung typischer Moränen. In einer Grundmasse

von verfestigtem Lehme finden sich zahlreiche gekritzte Geschiebe und Gerölle, die mehrfach mit gekritzten platten Flächen versehen sind. Weiters wird jedoch diese Ablagerung auch als Grundmoräne zu erweisen gesucht, da bei Jaekels Water, Klein Modder Fontein und Vilets Knil sehr deutliche geschrammte Flächen und „roches moutonnées“ angetroffen wurden. Die Schrammen finden sich zumeist in Quarziten und Felsiten, was darauf zurückgeführt wird, dass bei weniger harten Gesteinen die Spuren der Vereisung bereits durch Verwitterung verwischt worden seien.

Zum Schlusse treten die Autoren noch der Auffassung entgegen, dass die besprochenen Gesteinspolituren und Schrammen durch Sandstürme entstanden gedacht werden könnten. — Die sechs beigegebenen Tafeln bieten sehr instructive Bilder, deren vorzügliche Reproduction besonders hervorgehoben sei.

L. Waagen.

Kreideformation.

A. Liebus: Übereinige Fossilien aus der karpatischen Kreide. Mit stratigraphischen Bemerkungen von V. UHLIG. (Beitr. z. Palaeont. u. Geologie Öster.-Ung. und des Orients. 14. H. 1 u. 2. Wien und Leipzig. 113—130. 1 Taf. 2 Textfig.) [Vergl. das Ref. über UHLIG, Cephalopodenfauna der Teschener Schichten, p. 296.]

HOHENEGGER, der Begründer der modernen Karpathengeologie, gliederte die schlesische Unterkreide von oben nach unten in: Godula-Sandstein, Wernsdorfer Schichten, Grodischter Sandstein, Teschener Schichten. Die Aufnahmen von TIETZE, PAUL, UHLIG u. A. haben dahin geführt, den schon von HOHENEGGER als solchen erkannten untersten Horizont des Godula-Sandsteins als Ellgothor Schichten (Mikuszowicer Schichten SZAJNOCHA'S) abzutrennen. Ferner zieht UHLIG die über den plattigen und massigen grünen Sandsteinen des Godula-Sandsteins folgenden Conglomerate und grobkörnigen Sandsteine zu den darüberliegenden Istebner-Schichten. Die Oberkreide tritt in zwei gesonderten Verbreitungsgebieten auf. Im südlichen Gebiete der hohen Beskiden besteht sie 1. aus den erwähnten Conglomeraten und grobkörnigen Sandsteinen, 2. aus schwärzlichen Schiefnern mit Eisenerzen und rothbrann verwitternden Sandsteinen (Istebner Schichten HOHENEGGER'S); im nördlichen Gebiete 1. aus den Friedecker Bauliten-Mergeln und 2. aus den Baschker Sandsteinen. Diese beiden Serien verhalten sich transgredirend, wogegen die darunter folgenden Schichtgruppen einander in concordanter ununterbrochenen Folge einander aufrufen.

Aus den Wernsdorfer Schichten beschreibt Verf. *Inoceramen*, die in grösserer Anzahl Gesteinsplatten bedecken. Ihre spezifische Bestimmung war unmöglich.

Die Ellgothor Schichten enthalten *Belemnites* cfr. *minimus* LIST., *Parahoplites Bigoureti* SEUNES, *Inoceramus Laubei* n. sp. und *I. concentricus* Sow.? Wichtig ist davon *Parahoplites Bigoureti*, der aus den tieferen Schichten des Gault beschrieben wurde. Dieser Ammonitenzweig

hat seine Hauptentwicklung im oberen Aptien oder zwischen diesem und dem unteren Gault erlangt. Demnach entsprechen die Ellgothter Schichten wahrscheinlich dem oberen Aptien oder Gargasien.

Aus dem Godula-Sandstein gelang es Verf., neben den bei näherer Untersuchung als unbestimmbar sich erweisenden, von HOHENEGGER als *Ammonites mammillatus* und *Bellerophina* cfr. *Vibrayi* angeführten Versteinerungen *Dentalium* cfr. *decussatum* und insbesondere *Desmoceras Dupinianum* D'ORB. nachzuweisen, wonach der Godula-Sandstein dem Albien entsprechen würde.

Wesentlich neue Gesichtspunkte ergab die Bestimmung der Cephalopodenreste des Istebner Sandsteins. Während 4 der von HOHENEGGER angeführten Ammoniten sich als unbestimmbar und zugleich unbekanntes Fundortes erwiesen, stammt das als *Ammonites Mayorianus* angeführte Exemplar wahrscheinlich aus den Ellgothter Schichten und ist weiter HOHENEGGER's *A. Mantelli* als *Pachydiscus neubergicus* v. HAUER zu bestimmen. Demnach gehören die oberen Istebner Schichten dem Obersenon an.

Auch die Friedecker Baculitenmergel mit *Baculites Hochstetteri* n. sp. und *Puzosia* sp. ind., aff. *planulata* Sow., sowie der Baschker Sandstein mit *Ptychodus latissimus* Ag. var. *Schlotheimi* GEINITZ ergaben nur Anhaltspunkte für ein senones Alter. Sie dürften wahrscheinlich den obercretacischen Inoceramen-Schichten und Fucoiden-Mergeln gleichzustellen sein, die sich am Nordfusse der galizischen Karpathen bis nach Przemysl (vergl. dies. Jahrb. 1902. II. - 260-) und darüber hinaus in grosser Mächtigkeit hinziehen.

Während im Gebiet der Friedecker und Baschker Schichten am Nordfuss der Westbeskiden das Senon auf Unterer Kreide ruht, ist es im südlichen Gebiet nicht ausgeschlossen, dass die tieferen Istebner Schichten die Turon- und Cenomanstufe vertreten. In diesem Fall würde eine Übereinstimmung mit dem Waagthale bestehen, wo das Cenoman durch *Exogyra columba* charakterisirt ist. Gehört jedoch der tiefere Theil der Istebner Schichten zum Senon, so befinden sich beide Gebiete im Gegensatz zur südlicher gelegenen Klippenregion des Waagthales. In diesem Fall wäre die gesammte Sandsteinzone der Westkarpathen von der obercretaceischen Transgression später betroffen worden als das Waagthal und die Klippenzone, in jenen nur der Nordfuss der Karpathen. Diese Frage muss der Zukunft zur Entscheidung überlassen bleiben.

Joh. Böhm.

J. Gosselet: Note sur les gites de craie phosphatée des environs de Roisel suivie des considérations générales sur les dépôts de craie phosphatée de Picardie. (Ann. soc. géol. du Nord. 29. 1900. 65—86.)

Verf. schildert die Phosphatlager bei Villeret, Cologne, Hargicourt, Templeux de Guérard, Longavesnes, Templeux-la-Fosse und stellt zum Schluss die Ergebnisse aus den bisherigen Beobachtungen über ihre Bildung in 15 Sätzen zusammen.

Joh. Böhm.

J. Gosselet: Excursion aux carrières de craie des environs d'Arras. (Ann. soc. géol. du Nord. 29. 1900. 49—53.)

Bei Wailly enthält die weisse Kreide *Inoceramus involutus*, *Echinocorys vulgaris* und an der Basis des Steinbruchs *Micraster cor-testudinarium*.
Joh. Böhm.

J. Gosselet: Excursion dans la craie de Lumbres. (Ann. soc. géol. du Nord. 29. 1900. 86—91.)

Bei Lumbres wird 1—1,50 m mächtiger Kalkmergel mit *Belemnites plenus* von 10—12 m thonigem Mergel in Wechsellagerung mit helleren, kalkigen Mergeln, die *Inoceramus labiatus*, *Ammonites rusticus* und *A. peramplus* führen, bedeckt. Diese Gesteine werden unter Zugabe von Gaultthonen zu Cement verarbeitet. In den Steinbrüchen bei Elnes wurden weisse Kreide mit *Terebratulina gracilis*, an der Basis feuersteinführende Kreide mit *Micraster breviporus* und als Abschluss sandige Kreide mit *M. cor-testudinarium* beobachtet.
Joh. Böhm.

J. Gosselet: Excursion à la craie d'Aix-Noulette. (Ann. soc. géol. du Nord 29. 1900. 92—94.)

Es wurden die Kreide mit *Micraster cor-testudinarium*, Mergel mit *Terebratulina gracilis*, glaukonitische Mergel und Grünsande mit *Belemnites plenus* und sandige Thone mit *B. minimus* beobachtet.
Joh. Böhm.

Quartärformation.

E. Zimmermann: Über die in der Gliederung zum Ausdrucke gelangende bisherige Kenntniss vom thüringischen Diluvium und über dessen künftige systematische Erforschung, nebst Discussion zwischen DATHE, ZIMMERMANN und SCHEIBE. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 51. 1899. 11—21. [Protokoll.]

Verf. führt aus, dass, „trotzdem Thüringen jetzt so gut wie fertig kartirt ist, doch die Kenntniss seines Diluviums noch weit hinter der des Diluviums anderer Länder zurückgeblieben ist.“ Er kritisirt die hervortretendsten Mängel der vorliegenden geologischen Karten, deutet einige der für eine systematische Erforschung des thüringischen Diluviums in Betracht kommenden Gesichtspunkte an und bespricht einige wichtigere neuere Ergebnisse diluvialgeologischer Untersuchungen in Thüringen. Wüst.

E. Zimmermann: Bericht über eine Begehung der neugebauten Eisenbahnstrecken Corbetha—Deuben und Naumburg—Deuben, mit besonderer Rücksicht auf das Diluvium. (Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. zu Berlin für das Jahr 1898. 19. Berlin 1899. 165—180.)

Verf. theilt die von ihm bei einer Begehung der im Titel der Arbeit bezeichneten Bahnstrecken gemachten Beobachtungen, welche neben einigen tektonischen Einzelheiten vorzüglich diluvialgeologische Verhältnisse betreffen, sowie einige Beobachtungen über Diluvialablagerungen in der Gegend von Naumburg mit. Aus der Gegend zwischen Saaleck und Naumburg beschreibt er 200—250' über dem heutigen Saale-Spiegel gelegene Saale-Kiese, die weder nordisches Gesteinsmaterial noch Gesteinsmaterial aus dem Wassergebiete der Ilm enthalten, die also vor der ersten nordischen Vereisung der Gegend von einer Saale abgelagert worden sind, der keine Ilm tributär geworden war. Aus der Gegend zwischen Naumburg, Poserna und Schkeuditz beschreibt er etwa 75' über dem heutigen Saale-Spiegel gelegene Saale-Schotter, die aus Gesteinsmaterial aus den Wassergebieten der Saale, der Ilm und wahrscheinlich auch der Unstrut bestehen und daneben meist auch nordisches Gesteinsmaterial enthalten, das nach des Verf.'s Meinung auch in denjenigen hierher gehörenden Schottern, in denen es bisher vermisst wurde, vorhanden sein dürfte.

Wüst.

K. v. Fritsch: Ein alter Wasserlauf der Unstrut von der Freyburger nach der Merseburger Gegend. (Zeitschr. f. Naturwiss. 71. 1898. 17—36.)

Verf. behandelt einen sich unfern Zeuchfeld bei Freyburg a. U. bietenden Aufschluss, der eines der bemerkenswerthesten Diluvialprofile der sächsisch-thüringischen Bucht darbietet. Der Aufschluss entblösst von unten nach oben folgende Schichten: 1. Unterer Wellenkalk (1,0—1,2 m); 2. oligocäner, Knollensteine führender Quarzsand (0 bis über 1,0 m); 3. Walkerden und andere kalkfreie Thone (0—0,32 m), den thüringischen oberpliocänen Walkerden gleichend; 4. „Melanopsenkies“, Unstrutkies ohne nordisches Gesteinsmaterial mit *Melanopsis acicularis* FÉR., *Lithoglyphus naticoides* FÉR. und anderen Fossilien (2,4—2,5 m); 5. Moorschicht (0,07—0,31 m); 6. Geschiebemergel (0,8—1,3 m); 7. Schneckenmergel (0,27—0,49 m); 8. Geschiebemergel (0,32—0,57 m); 9. nordischer Schotter (0—0,43 m); 10. Löss (0—1,5 m); 11. Gehängelehm und Humus (0,23—0,58 m). Den „Melanopsenkies“ (4), den Verf. nach Gesteinsbeschaffenheit und Fossilienführung eingehend behandelt, hält derselbe für I. Interglacial und äquivalent der Paludinenbank der Gegend von Berlin. In einem Excursus weist Verf. aus der Untersuchung von Bohrproben nach, dass die Berliner Paludinenbank nicht nur, wie bisher allein bekannt war, von fluvioglacialen Gebilden, sondern auch von nordischen Grundmoränen in der ansehnlichen Mächtigkeit von 42,5 m unterlagert wird. Weiterhin zeigt Verf., dass die Lage des Zeuchfelder Unstrutkieses auf einen von der Freyburger nach der Merseburger Gegend gerichteten Unstrutlauf hinweist, der wahrscheinlich dem heute von der kleinen Leiha durchflossenen weiten Thale folgte. Die Ursache der Verlegung der Unstrut von der Richtung Freyburg—Merseburg in die Richtung Freyburg—Naumburg sucht Verf. in dem Eindringen des nordischen Inlandeises der ersten Vereisung

Thüringens (in der II. Eiszeit) in das Unstrutthal zwischen Freyburg und Merseburg. Den unteren Geschiebemergel (6) schreibt Verf. der II. Eiszeit, den Schneckenmergel (7), aus dem er 21 Molluskenarten von ziemlich indifferentem thiergeographischem Charakter anführt, der II. Interglacialzeit und den oberen Geschiebemergel (8) der III. Eiszeit zu. Ref. möchte dazu noch bemerken, dass der Deutung der beiden „Geschiebemergel“ als Grundmoränen des nordischen Inlandeises seitens verschiedener Geologen widersprochen worden ist. Vergl. darüber besonders Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 53. 1901. 73. (Protokoll.)

Wüst.

P. Michael: Die Gerölle- und Geschiebe-Vorkommnisse in der Umgegend von Weimar. (34. Jahresber. des Realgymnasiums zu Weimar. Weimar 1896. 3—21.)

Verf. giebt eine stratigraphische und petrographische Behandlung der Gerölle- und Geschiebe-Vorkommnisse der Umgebung von Weimar, die theils dem Oligocän, theils dem Pleistocän angehören. Aus seinen Beobachtungen über die oligocänen Gerölle glaubt er auf das Vorhandensein einer oligocänen Ilm schliessen zu können. Unter den pleistocänen Schotterlagern werden die des nordischen Gesteinsmaterials entbehrenden als „präglaciale“ Bildungen ausgeschieden. Die „präglacialen“ Schotterlager sind Absätze der Ilm, die 60—75 m über dem heutigen Ilm-Spiegel liegen und durch ihre Verbreitung auf einen vom heutigen sehr abweichenden Ilmlauf von Weimar nach Buttstedt zu hinweisen. Zu ihnen gehört das von POHLIG in die Zeit zwischen der Haupteiszeit und der Bildungszeit der Kalktuffe mit *Elephas antiquus* FALC. gestellte fossilreiche Schotterlager von Süssenborn. Das nordische Gesteinsmaterial, das als Rückstand des nordischen Inlandeises aufzufassen ist, findet nach Material, Menge, Verbreitung und Höhenlage eine eingehende Behandlung. Einige gleich viel nordisches und thüringisches Gesteinsmaterial enthaltende Schotter werden vom Verf. als Absätze der mit den Schmelzwässern des nordischen Inlandeises vereinten und am Südfusse des Ettersberges entlang nach dem Thüringer Centralbecken fließenden Ilm gedeutet. Als „unzweifelhaft nachglacialen Alters“ betrachtet Verf. die Ilm-Schotter, die, oft unter Lehm und Löss verborgen, unterhalb 50 m über dem heutigen Ilm-Spiegel liegen und bisweilen Reste von *Elephas primigenius* BLUMENB. enthalten. Die Schotter im Liegenden der bekannten Travertine von Weimar und Taubach sind nach dem Verf. 0—12 m über dem heutigen Ilm-Spiegel gelegene Ilm-Absätze, die spärlich nordische Gneisse enthalten. Zur Erklärung des niedrigen Niveaus dieser als das Liegende der nach des Verf.'s Meinung durch ihre Fossilien als Interglacial charakterisirten Kalktuffe ziemlich alten Kiese glaubt Verf. eine nachglaciale Senkung des ganzen Ilmthalgrabens zwischen Mellingen und Weimar annehmen zu müssen. Diese Annahme des Verf.'s ist indessen nicht nothwendig, da es sicher festgestellt ist, dass während der Pleistocänzeit Perioden der Accumulation

mit solchen der Erosion abgewechselt haben, so dass ältere Pleistocänablagerungen in niedrigeren Niveaus abgelagert worden sein können als jüngere.

Wüst.

P. Michael: Der alte Ilmlauf von Süssenborn bei Weimar nach Rastenberg an der Finne. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 51. 1899. 178—180. [Brief. Mitth.]

Verf. weist das Vorhandensein von Ilm-Schottern ohne nordisches Gesteinsmaterial, wie er sie schon früher in der Gegend zwischen Weimar und Buttstedt gefunden hat, für die Gegend zwischen Buttstedt und Rastenberg an der Finne nach und schliesst aus seinen Feststellungen auf einen sehr abweichend vom heutigen Ilmlaufe von Weimar nach Rastenberg verlaufenden „präglacialen“ Lauf der Ilm.

Wüst.

P. Michael: Der alte Ilmlauf von Rastenberg über die Finne. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 54. 1902. 1—13. [Brief.]

Verf. weist das Vorhandensein von Ilm-Schottern ohne nordisches Gesteinsmaterial, wie sie in der Gegend zwischen Weimar und Rastenberg von ihm und z. Th. auch unabhängig von ihm von Wüst aufgefunden worden waren, für die Gegend von Saubach, Kalbitz u. s. w. nördlich und nordöstlich von der Finne und für die Gegend von Nieder-Möllern zwischen den östlichen Ausläufern der Finne und dem Unstrut-Thale bei Balgstädt nach. Die Ilm-Schotter südlich von der Finne liegen zwischen 550 und 650', die nördlich von der Finne zwischen 475 und 650' Meereshöhe. Zwischen beiden Schotter-Gebieten erhebt sich die Finne, deren Kamm an seiner niedrigsten Stelle 700' Meereshöhe besitzt. Aus seinen Beobachtungen zieht Verf. den unabwiesbaren Schluss, dass die Ilm einst von Rastenberg aus durch das sich heute unter dem Namen der Finne über die umliegenden Gegenden als Höhenzug erhebende Gelände geflossen ist und dass die Erhebung der Finne über ihre Umgebung wenigstens z. Th. eine Folge pleistocäner Krustenbewegungen ist. Somit ist die 1901 von Wüst ausgesprochene Annahme eines alten Ilmlaufes über die heutige Finne zwischen Rastenberg und Saubach überraschend schnell als richtig erwiesen worden.

Wüst.

E. Wüst: Eine alte Verwitterungsdecke im Diluvium der Gegend von Sonnendorf bei Grossheringen. (Zeitschr. f. Naturw. 71. 1899. 347—352.)

Verf. beschreibt ein durch das Auftreten einer alten Verwitterungsdecke bemerkenswerthes Diluvialprofil aus der Gegend von Sonnendorf bei Grossheringen. Über einem mächtigen Complexe von Grundmoränen und fluvioglacialen Ablagerungen lagert ein bis 6 m mächtiger Gehängelöss, der u. a. eine Renthierstange und Gehäuse von *Helix tenuilabris* AL. BR. geliefert hat. Die bis mindestens 1,5 m mächtigen obersten Theile des

glacialen Schichtencomplexes sind an vielen Stellen durch Entkalkung ihres feineren Materials als Verwitterungsdecke gekennzeichnet, die vor der Ablagerung des Gehängelösses ausgebildet worden ist. **Wüst.**

Keilhack: Über das Auftreten zweier verschiedenalteriger Lösses in der Gegend von Altenburg und Meuselwitz. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 50. 1899. 179--181. [Protokoll.]

Verf. weist nach, dass in der Gegend von Altenburg und Meuselwitz ein bis zu einer Tiefe von 3,5 m entkalkter Löss von echtem, in seinem unteren bis 1,8 m mächtigen Theile, kalkhaltigem Lösses überlagert wird. Danach erscheint es als nicht unwahrscheinlich, dass der mitteldeutsche Löss dieselbe Gliederung zulässt wie der südwestdeutsche. **Wüst.**

P. Borckert: Das Diluvium der Provinz Sachsen in Bezug auf Bodenbau, Pflanzen-, Thierverbreitung und Bodennutzung. (Zeitschr. f. Naturwiss. 70. 1897. 365—404.)

Die vorliegende Arbeit enthält in ihren geologischen Theilen weder an Thatsachen noch an Auffassungen etwas Neues. Das schon Bekannte ist in ihr nur in unvollkommener Weise behandelt. **Wüst.**

Wahnschaffe: Über Entwicklung der in den Braunkohlentagebauen von Nachterstedt und Frose aufgeschlossenen Quartärablagerungen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 51. 1899. 41—42. [Protokoll.]

Verf. beschreibt zwei Aufschlüsse, in denen er zwischen zwei Geschiebemergeln 10 m mächtige Schotter aus hercynischem und untergeordnet auch nordischem Gesteinsmaterialen, die wenigstens bei Nachterstedt Reste von *Elephas*, *Rhinoceros* und *Equus* enthalten, gefunden hat. Die Auffindung von zwei durch mindestens z. Th. interglaciale Schotter getrennten Grundmoränen so nahe am Harzrande ist sehr bemerkenswerth. Über der oberen der beiden Grundmoränen liegt in beiden Aufschlüssen Löss. Unter der unteren der beiden Grundmoränen liegt in beiden Aufschlüssen Unteroligocän, das bei Frose local von der unteren Grundmoräne durch einen aus Muschelkalk-Material bestehenden Schotter getrennt ist. **Wüst.**

G. Klemm: Bemerkungen zu F. KINKELIN'S Arbeit „Beiträge zur Geologie der Umgegend von Frankfurt a. M.“ (Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt. IV. Folge. 21. Heft. 1900. 4—10. Mit Taf. I u. II.)

Die vom Verf. früher als Grundmoränen gedeuteten Massen am Bieberer Berge bei Offenbach sollen nach KINKELIN in situ gebildete Verwitterungsproducte der liegenden *Corbicula*-Kalke sein. Verf. tritt der

Auffassung KINKELIN's mit dem Hinweise darauf entgegen, dass die strittigen Massen an dem liegenden Kalke scharf abschneiden und dass sich dieselben nicht nur im unmittelbaren Hangenden des Kalkes sondern auch auf Thon, der local den Kalk überlagert, finden. In der Deutung der Offenbacher und anderer Trümmermassen als Grundmoränen ist Verf. unsicher geworden, da es ihm nicht gelungen ist, in einer der von ihm beschriebenen „Grundmoränen“ aus dem Odenwalde und dem Spessarte geschliffene oder geschrammte Gesteinsstücke zu finden. Er hält aber an der Auffassung fest, dass sich diese Massen „nicht als Wirkung von Abhangsschub oder tektonischen oder chemischen Vorgängen deuten lassen“, sondern vielmehr „als Wirkungen der Haupteiszeit und demnach als glacial bezeichnet werden müssen“.

Wüst.

F. Kinkelin: Über das Vorkommen eines erratischen Blockes von Nummulitenkalk in den Mosbacher Sanden. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 53. 1901. 41—42. [Brief.]

Verf. macht die Auffindung eines 12—15 cbdm grossen, mit deutlichen Gletscherkritzen versehenen Blockes von Nummulitenkalk in den Mosbacher Sanden bekannt. Verf. nimmt an, dass der Block „aus alpinen, diluvialen Grundmoränen“ stammt und „auf einer Eisscholle oder in Verbindung mit Grundeis“ durch den Rhein nach Mosbach gelangt ist. Der Block stellt das erste sicher festgestellte alpine Gesteinsstück der Mosbacher Sande dar und beweist, dass „zu der durch die Mosbacher Sande repräsentirten Interglacialzeit der Rhein resp. ein grosser Theil der alpinen Gewässer nicht mehr durch die burgundische Pforte zwischen Jura und Vogesen, sondern zwischen Schwarzwald und Vogesen etc. durch den oberrheinischen Graben den Weg nach dem Meere fand.“

Wüst.

H. Schopp: Beiträge zur Kenntniss der diluvialen Flussschotter im westlichen Rheinhessen. (Jahresber. d. Grossh. Ludwig-Georgs-Gymnasiums u. s. w. zu Darmstadt. 1903. No. 722. 3—12.)

Verf. beschreibt diluviale Flussschotter, die vom Wiesbache, vom Apfelbache, von der Alsenz und von der Nahe abgelagert worden sind, und stellt die Verbreitung derselben auf einer sauberen, übersichtlichen Karte im Maassstabe von 1:25 000, die leider der Isohypsen entbehrt, dar. Er vertheilt die behandelten Schotter nach ihrer Höhenlage auf 3 Gruppen, die er als Deckenschotter, Hochterrassen und Niederterrassen bezeichnet, womit indessen nicht gesagt ist, dass die 3 Schottergruppen des Verf.'s den mit denselben Ausdrücken bezeichneten Schotterstufen anderer Autoren ihrem Alter nach entsprechen. Bei der Betrachtung der höchstgelegenen Schotter der Nahe kommt Verf. zu der Annahme, dass „im unteren Nahe-thal zwischen Kreuznach und dem Rochusberge bei Bingen nach Ablagerung der Deckenschotter Einbrüche in der Erdrinde stattgefunden“ haben.

Wüst.

P. Friedrich: Geologische Aufschlüsse im Wakenitz-Gebiet der Stadt Lübeck. (Mitth. Geogr. Ges. Lübeck. 17. 1903. 22 p. 4 Taf.)

Das Trave- und Wakenitz-Thal bilden eine geschlossene, gleichmässig geformte Stromrinne; die Wakenitzrinne beginnt an der alten Überlaufstelle des Ratzeburger Sees bereits mit $-0,4$ m NN. und senkt sich allmählich auf $-9,5$ m NN. bei ihrer Einmündung in die Trave, letztere senkt sich bis auf -30 m an ihrer heutigen Mündung.

Die Diluvialaufschlüsse an der Wakenitz ergaben vier verschiedene Ablagerungen:

- | | | |
|----------------------------|---|---------------------------------|
| 1. Gelber Thon, Thalthon | } | Ablagerungen |
| 2. Thalsand | | am Schluss der letzten Eiszeit. |
| 3. Blauer Thon | } | Ablagerungen der Haupteiszeit. |
| 4. Unterer Geschiebemergel | | |

Thalthon ist in der Lübecker Niederung weit verbreitet, seine Schichtung verläuft parallel dem Untergrund. Der Thalsand ist bis 6 m mächtig, geht nach oben in den Thon allmählich über. Bei Schlutup wurde in ihm ein „intraglaciales“ Süsswasserlager gefunden. Bei Lübeck fehlt der obere Geschiebemergel gänzlich.

Der untere Thonmergel wird bis 25 m stark, der untere Geschiebemergel ist in seiner Unterkante aus mehreren Bohrungen bekannt, in ihm finden sich Spathsandeinlagerungen und unter ihm Diluvialsand mit mariner Conchylienfauna auf zweiter Lagerstätte.

Bohrprofil:

bis 3	m	Sandauftrag,	
4,45	„	grauer Mergel mit Süsswasserconchylien,	
5,40	„	Torf,	
13,60	„	grauer Geschiebemergel,	
16,20	„	grauer Spathsand,	
18,20	„	grauer Geschiebemergel,	
23	„	grauer, schwach thoniger Spathsand,	
24,30	„	grauer Geschiebemergel,	
26,50	„	hellgrauer Spathsand,	
28	„	grandiger Sand mit marinen Conchylien,	
29,75	„	Spathsand mit winzigen Stücken von marinen Conchylien,	
32	„	schwach thoniger, kalkiger Sand,	
39,20	„	dunkelgrauer Quarzsand mit viel Kohlenstücken, kalkfrei,	
39,30	„	schwarzbrauner, fester Glimmersand,	
41,50	„	hellgrauer, feiner Glimmersand.	E. Geinitz.

W. Deecke: Neue Materialien zur Geologie von Pommern. (Mitth. d. Naturw. Vereins f. Neu-Vorpommern u. Rügen zu Greifswalde. 33. Jahrg. 1901. 65—132. 34. Jahrg. 1902. 1—55.)

1. **Trias.** Die Neubrandenburger Geschiebe deuten eine Schicht der Lettenkohलगruppe an, die etwa in der Gegend Ribnitz—Grimmen ansteht. Auf die Pseudo-Muschelkalkgeschiebe wird hingewiesen.

2. **Juraformation.** a) Lias. Bei Schönwalde—Grimmen kommen in dem Thon ausser den Kalkconcretionen Markasite vor, z. Th. mit Holz; solche Markasite sind noch weiter verbreitet; der Lias wahrscheinlich bis zu den Odermündungen zu verfolgen. b) Dogger. Wenig neue Beobachtungen. c) Malm. Die Kalke von Fritzwow sind wahrscheinlich nicht anstehend, sondern grosse Geschiebe, ähnlich wie auf Bornholm.

3. **Kreideformation.** Rügen. Die Kreide ist in NW.—SO. streichende, schmale Schollen zerspalten, Bohrungen haben die Zerstückelung schön gezeigt. Die Mächtigkeit muss sehr bedeutend gewesen sein, man hat Höhendifferenzen von über 300 m gefunden, das Liegende ist noch unbekannt. Chemische Analyse und Besprechung des Feuersteins und seiner Bildung. Einige neue Bemerkungen zu den Fossilien *Hexagonaria*, *Plinthosella*, Cephalopoden. Weiter werden die folgenden Vorkommnisse genannt: Quitzin, Stralsund, Clempenow, Neu-Pansow, Plestlin, Greifswalder Bohrungen, Cröslin, Wolgast, Gustebin (Bohrungen fanden unter Diluvium Kreide und dann bei 32 m glaukonitische Kreide mit *Belemnites ultimus*, also Cenoman, darunter einen mächtigen Complex von Sanden, braun und reich an Kohlenstückchen, als Küstenbildung, dem Gault zugestellt; der Vergleich mit Greifswald führt zu dem Schluss, dass auch die mittlere Kreideformation ebenso wie der obere Lias eine gleichmässige Verbreitung von Mecklenburg bis Hinterpommern hat), Franzburg, Swinemünde und Heringsdorf (mit Oberturon, Cenoman und Gault), Jatznick, Treptow, Peselin, Seltz, Coserow, Kalkberge bei Swinemünde, Grimme (früher kreidreiche Localmoräne abgebaut), Lubmin, Swinhöft Lebbin, Cristow, Finkenwalde und Stettiner Gegend, Leckow.

4. **Soolquellen.** Auch hier werden die einzelnen Vorkommen kurz oder ausführlicher beschrieben, die neuen Stellen in die drei Züge von Salzwasserdurchbrüchen eingeordnet.

5. **Tertiär.** Literaturangaben. a) Eocän. Bisher nur in Geschieben bekannt, von denen die diatomeehaltigen schwarzen Kalke der „Molerformation“ besonders interessant. b) Unteroligocän. Bernsteinsande. c) Mitteloligocän. Stettiner Sande und Septarienthon hatten ehemals wohl eine grössere Verbreitung; bezüglich der näheren Beschreibung mag auf die Arbeit selbst verwiesen sein. d) Oberoligocän. Weisse Glimmersande. e) Miocän mit der Braunkohlenbildung fehlt in Neu-Vorpommern und Rügen, gerundete Kiesel in Diluvialablagerungen Bornholms sind vielleicht aus zerstörten, weiter nach N. reichenden Miocänlagern entnommen. Die anderen pommerschen Vorkommen werden besonders nach ihrer petrographischen Zusammensetzung geschildert. E. Geinitz.

A. Rutot: Nouvelles observations sur le Flandrien. (Bull. soc. belge de Géol. 11. 160—165. Bruxelles 1901.)

Das jüngste belgische Quartär, das „Flandrien“, besteht aus zwei gleichalterigen Facies: der marinen und der continentalen. Das marine Flandrien wird aus Sanden mit unterlagernden, molluskenführenden Thonen (auch *Cyrena fluminalis*) gebildet, in der Küstenebene verbreitet, bei Dünkirchen 29 m mächtig, landwärts an Dicke abnehmend; es entstand in der letzten Senkung, die $\frac{1}{3}$ des Landes unter Wasser brachte. Dem feuchten Klima der folgenden Hebungszeit entspricht die Bildung des geschichteten „Ergeron“, eines fluviatilen, sandigen Thones, in grosser Ausdehnung im Hainethale auftretend; der sich im nördlichen Frankreich weit verbreitet findet. Beide Facies bedecken den älteren „limon hesbayen“. Die andere Bedeckung desselben, ein ungeschichteter gelber Lehm-Löss, entspricht einem trockenen Klima als äolische Bildung; er schliesst sich unmittelbar an die Ablagerung des Hesbayen an. **E. Geinitz.**

J. Cornet: Le Quaternaire sableux de la vallée de la Haine. (Bull. soc. belge de Géol. 12. 1898. Mémoires. 241—267. 1901.)

Die quartären Sande der Haine-Thalgehänge zeigen meist zwei deutlich gesonderte Abtheilungen. Die unteren Schichten sind nach Mammuthknochenfunden als Campinien zu bezeichnen, die oberen Schichten gehen theilweise in Ergeron über (thonige Facies des Flandrien), sie sind oft von umgearbeiteten Sanden und Dünen bedeckt, unter denen ein alter Vegetationsboden bemerkbar. Das Campinien ist auf einige Depressionen des Untergrundes beschränkt; der flandrische Sand dagegen breitet sich gleichmässig aus und steht auch mit den unter den thonigen und torfigen Alluvionen befindlichen Sanden und Kiesen des Thalbodens der Haine in Zusammenhang. **E. Geinitz.**

E. van den Broeck: Le dossier hydrologique du régime aquifère en terrains calcaires et le rôle de la géologie dans les recherches et études des travaux d'eaux alimentaires. (Soc. belge Géol. etc. 11. 1897. Mémoires. 378—553. 1901.)

Zusammenstellung und Kritik verschiedener Arbeiten über die Grundwasserfrage, insbesondere im Kalksteingebiet. Hierbei werden zahlreiche specielle Arbeiten über das Grundwasser in der Kreide und deren Höhlen erwähnt. Die Wichtigkeit der Geologie bei hydrologischen Arbeiten wird wiederholt betont und ein Arbeitsprogramm entworfen. **E. Geinitz.**

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1903

Band/Volume: [1903_2](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1195-1272](#)