

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

R. v. Sternek: Untersuchungen über den Zusammenhang der Schwere unter der Erdoberfläche mit der Temperatur. (Sitz.-Ber. k. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturwiss. Cl. 108. (IIa.) 697—766. 1900.)

Auf Veranlassung der Wiener Akademie hat Verf. möglichst exacte Schwerebestimmungen in Bergwerken ausgeführt, um zu ermitteln, ob wirklich der Gradient der Erdschwere bei zunehmender Tiefe unabhängig von der Tiefe des Beobachtungspunktes unter der Erde und eine blosse Temperaturfunction sei, wie es frühere Versuche anzudeuten schienen. In folgenden Bergwerken wurden zu diesem Zweck Schwerestationen (sowohl ober Tags als auch in verschiedenen Tiefen) errichtet:

1. dem Wernerschacht des Uranbergbaues in Joachimsthal (3 Stationen),
2. dem Adalbertschacht des Silberbergwerkes in Příbram (5 Stationen),
3. dem Greiferschacht des Versuchsbergbaues in Kuttenberg (3 Stationen),
4. dem Franzschacht des Quecksilberbergbaues zu Idria (5 Stationen).

Die Schwere nimmt auf allen Stationen dieser Bergwerke mit der Tiefe zu, mit Ausnahme einer einzigen Station in Joachimsthal, wo Verf. überhaupt Abweichungen vorfindet, deren Gründe sich nicht näher aufklären lassen. Scheidet man die dort erhaltenen Beobachtungszahlen aus, so ergeben sich im Übrigen folgende Resultate:

Bergwerke	Zwischen den Stationen	Dicke der Erdschichte in Metern	Beobachtete Zunahme für 100 m Tiefe	
			der Gesteins-temperatur in ° C.	der Schwere in Einheiten der 5. Decim.
Joachimsthal	1 und 3	233,3	2,70°	7,8
Příbram	1 „ 2	257,0	1,60	8,6
„	2 „ 3	231,5	1,12	3,9
„	3 „ 4	224,7	1,55	9,8
„	4 „ 5	100,0	2,30	12,0
Kuttenberg	1 „ 2	99,5	1,61	3,0
„	2 „ 3	99,7	2,41	13,0
Idria	1 „ 5	255,0	1,76	5,9

Hiernach scheint der grösseren Temperaturzunahme auch eine grössere Zunahme der Schwere zu entsprechen. Bei 100 m Tiefe entspricht einem Grad Temperaturzunahme eine Schwerezunahme von im Mittel etwa 4,3 Einheiten der fünften Decimale von g .

Obwohl hiernach ein Zusammenhang zwischen der Schwere und Temperaturzunahme zu bestehen scheint, kann man, wie Verf. selbst zugiebt, denselben noch nicht als erwiesen betrachten; „es muss eine Fortsetzung dieser Arbeiten abgewartet werden, um eine endgültige Entscheidung fällen zu können.“

Die Zunahme $\Delta\gamma$ der Erdschwere mit der Tiefe lässt sich leicht rein theoretisch berechnen, wenn man die Umgebung des Schachtes als eine gleichmässig ausgedehnte ebene Platte annehmen darf. Die unter dieser Annahme berechneten Werthe $\Delta\gamma$ der Gradienten von g stimmen mit den beobachteten Δg ziemlich gut überein; ihre Differenz ist in der folgenden Tabelle (und zwar ausgedrückt als Einheiten der fünften Decimale von g) angegeben, in welcher ausserdem noch die mittleren Dichten Θ_m der Erde enthalten sind, die sich aus den Beobachtungen des Verf.'s berechnen lassen.

	Station	Tiefe in Metern	$\Delta g - \Delta\gamma$	Θ_m
Joachimsthal	0	0	0	—
„	1	182,4	— 2	5,21
„	3	415,7	— 2	5,34
Pribram	0	0	0	—
„	1	286,1	+ 2	5,67
„	2	543,1	+ 4	5,69
„	3	774,6	— 5	5,36
„	4	999,3	0	5,50
„	5	1099,3	+ 4	5,59
Kuttenberg	0	0	—	—
„	1	100,9	— 1	5,38
„	2	200,4	— 5	4,97
„	3	300,1	0	5,55
Idria	0	0	—	—
„	1	16,6	0	—
„	2	122,1	0	5,46
„	3	172,8	— 2	5,24
„	4	174,8	0	5,48
„	5	271,6	— 4	5,22

Die Unterschiede der theoretischen Erdschwere jener Beobachtungsorte gegenüber den vom Verf. beobachteten Werthen kann man als Störungen bezeichnen und schätzungsweise die Dimension der störenden Massen berechnen, die diese Änderung der Erdschwere veranlassen, so z. B. ergibt sich, dass unterhalb des Adalbertschachtes in unbekannter Tiefe eine

störende Masse in Form einer ausgedehnten Platte von 300 m Mächtigkeit und der Dichte 2,6 existirt.

Die Arbeit enthält ferner noch werthvolle Nebenresultate, so namentlich Beobachtungen über die Temperaturverhältnisse in jenen Bergwerken. Am interessantesten sind die auf Idria sich beziehenden, dort wechseln Zu- und Abnahmen der Temperatur bei zunehmender Tiefe ab, auch werden in ein und derselben Tiefe sehr verschiedene Temperaturen angetroffen.

E. Sommerfeldt.

Lane: Geothermal Gradient in Michigan. (Amer. Journ. of Science. (4.) 9. 434—438. 1900.)

Zu Bay City beträgt die geothermische Tiefenstufe 36,8 m pro ° C. (= 67,07 Fuss pro ° F.) und kann aus der Gleichung berechnet werden:

$$0,015 (d - 102) = t - 47,$$

in welcher d die Tiefe des Beobachtungspunktes unter der Erdoberfläche (in engl. Fuss) und t seine Temperatur in ° F. bedeutet. Zu Mindland und Alpena nimmt die geothermische Tiefenstufe denselben Werth an, zu Frankfort dagegen 80 Fuss pro ° F. und bei Calumet sogar 100 Fuss.

Verf. bespricht die Gründe für diese Verschiedenheiten und hält es für wahrscheinlich, dass die Geschwindigkeit, mit der die Wärme des Erdinnern sich nach aussen zu fortpflanzt, für diese Punkte ungleich sei.

E. Sommerfeldt.

E. Dubois: The Amount of the Circulation of the Carbonate of Lime and the Age of the Earth. (Akad. van Wetensch. Amsterdam. 1900. 43—62, 116—130.)

Das Oceanwasser darf als gesättigt an Calciumcarbonat und -bicarbonat betrachtet werden, man kann durchschnittlich in 1 l Meerwasser 120—125 mg Calciumcarbonat und 1000 mg Bicarbonat als enthalten annehmen, doch ist die relative Menge beider Salze stark abhängig von dem Kohlensäuregehalt, sowie von den übrigen im Wasser gelösten Stoffen.

Ausserdem variirt die Menge des gesammten gelösten Carbonats stark mit der Temperatur (pro ° C. um etwa 1%), ist in Flüssen aber auch eine Function der Wasserstandshöhe. Für letztere Abhängigkeit giebt Verf. mehrere Beispiele; besonders bemerkenswerth verhält sich der Rhein:

Beobachtungsort	mg CaCO ₃ enthalten in 1 l Wasser	
	bei niedrigem Wasserstand (2. X. 1870)	bei hohem Wasserstand (8. XI. 1870)
Oberhalb Köln	109,37	52,37
Köln	115,78	68,92
Unterhalb Köln	123,44	108,68

Ein See, der sich in einer kalkreichen Gegend befindet, ist durch einen um so höheren Procentgehalt an kohlenurem Kalk ausgezeichnet, je kleiner er an Inhalt ist, wofür Verf. ebenfalls eine tabellarische Zusammenstellung giebt.

In dem Wasser von Flüssen — besonders in der Nähe von Quellen — kann dadurch, dass Quellwasser, welches unter hohem Druck im Erdinnern kohlenurem Kalk aufgenommen hat und mit ihm beladen empordringt, ein abnorm hoher Gehalt an Carbonat veranlasst werden. Themse, Mississippi, Amazonenstrom dienen dem Verf. hier als Beispiele.

Im Ganzen kann man annehmen, dass in Ländern, die nicht zu arm an Kalksteinen sind, die Flüsse einen Überschuss von kohlenurem Kalk dem Meere zuführen. Verf. schätzt diesen Überschuss (für 1 Jahr berechnet) auf 2 Billionen Kilogramm, derselbe muss sich, da er ja bereits gesättigtes Meerwasser vorfindet, in fester Form abscheiden.

In Flüssen, die durch sehr bevölkerte Gegenden fließen (z. B. Themse und Seine), beeinflussen die organischen Verunreinigungen stark den Gehalt des Wassers an Carbonaten.

In seiner zweiten Mittheilung geht Verf. zu den Berechnungen des Alters der Erde über, oder vielmehr zu den Berechnungen des Zeitpunktes, von dem ab Organismen auf der Erde bestehen konnten. Bei den hohen Temperaturen, welche die Erdkruste noch lange nach ihrer Erstarrung besass, waren Carbonate nicht existenzfähig, Kieselsäure nämlich zersetzt zersetzt dieselben bei Temperaturen oberhalb 100°. Diese Temperatur bildet aber auch die obere Grenze für das Bestehen von Organismen. Wenn man also die auf der Erde vorhandene Menge von CaCO_3 vergleicht mit der vom Verf. in seiner vorigen Abhandlung berechneten, pro Jahr abgeschiedenen Menge, ergiebt sich die Zeitdauer, welche hindurch organisches Leben auf der Erde bereits bestand. Für die genauere Berechnung dieser Zeit ist die auf anorganischem Wege erfolgende Bildung von CaCO_3 zu trennen von der durch die Thätigkeit der Organismen selbst bedingten; nur die erstere erfolgte in constanter Menge pro Jahr, die letztere dagegen lieferte im Anfang der zu berechnenden Zeit natürlich eine sehr viel geringe Menge CaCO_3 pro Jahr als gegen den Schluss zu. Werden diese und ähnliche Verhältnisse angemessen berücksichtigt, so findet Verf. 45 Millionen Jahre als Minimalwerth für die Zeit, seit der Organismen auf der Erde existiren. Doch sei das nur eine untere Grenze, der wahre Werth könne bis zu 1000 Millionen Jahren ansteigen. Verf. setzt seine Resultate in Beziehung zu Lord KELVIN's Berechnungen über das Alter der Erde. Dieser hatte 24 Millionen Jahre als Existenzdauer ermittelt, doch ist es nach Verf.'s Ansicht statthaft, einige für diese Rechnungen verwandten Daten so zu modificiren, dass sich eine grössere, zu den Ergebnissen der obigen Rechnungsweise besser stimmende Zahl ergiebt.

E. Sommerfeldt.

F. Omori: Note on the Great Mino-Owari Earthquake of Oct. 28th 1891. (Publ. of the Earthqu. Investig. Comm. No. 4. 13—24. 2 Taf. Tokyo 1900.)

Das Beben vom 28. October 1891 war eines der heftigsten; denn 7000 Menschen wurden erschlagen, in der Provinz Mino 4—5% der Bevölkerung und 80 000 Häuser zerstört. Verspürt wurde die Erschütterung im südlichen und centralen Japan auf ca. 250 000 qkm, in einem Kreise mit 520 km Radius, wahrscheinlich betrug die Verbreitung aber 900 000 qkm. Bei Nagoya nahe dem Epicentrum war die maximale Beschleunigung 2600 mm p. sec., der Emersionswinkel 20° und das Verhältniss der verticalen zur horizontalen Componente 1 : 3. Es ist nun für viele Orte die Beschleunigung aus umgefallenen Gegenständen berechnet, und es schwankt diese zwischen 1100 und 4000 mm. Die Hauptstosslinien laufen von WSW. nach ONO. und die Zone gleicher Erschütterung senkrecht dazu als ein schmales Band, das an der Grenze der beiden Provinzen Owari und Mino beginnend, sich nach NW. zu verschmälert und schwach nach S. umbiegt.

Deecke.

F. Omori: Horizontal Pendulum Observations of Earthquakes, July 1898 to Dec. 1899, Tokyo. (Publ. of the Earthquake Investigation Committee. No. 6. VII u. 181 p. Tokyo 1901.)

—, Results of the Horizontal Pendulum Observations of Earthquakes, July 1898 to Dec. 1899, Tokyo. (Ibid. No. 5. 82 p. 20 Taf. Tokyo 1901.)

Diese beiden umfangreichen Aufsätze geben eine Zusammenstellung von 246 Erdbeben, die mittelst Horizontalpendel vom Juli 1898 bis December 1899 in Hongo bei Tokyo beobachtet worden sind. Sie wurden der Übersicht wegen in 9 Gruppen zerlegt: 1. Ferne Beben, 2. Beben von der O.-Küste von Hokkaido, 3. von der NO.-Küste von Honshiu, 4. von den Küsten der Provinzen Hitachi und Iwaki, 5. von der S.-Küste von Honshiu, 6. Beben in Kiushiu, 7. aus dem centralen Japan, 8. locale Erschütterungen, 9. Beben gemischter Entstehung. Die Beobachtungen sind an 4 Pendeln gemacht und beziehen sich sowohl auf die N.—S., als auch O.—W.-Richtung. Die Registration erfolgte durch Zeiger auf berusstem Papier. Alle Bewegungen waren horizontal, und liessen sich in mehrere Theile zerlegen, nämlich 2 Abschnitte vorlaufender Wellen, Hauptbeben mit Anfangs langsamer, immer rascher werdender Schwingung und das Auslaufen der letzteren. Alle Einzelheiten dieser 246 Beben sind in der zuerst genannten Arbeit katalogartig niedergelegt. Die zweite giebt dasselbe Material tabellarisch geordnet und bespricht Einzelheiten, sowie einige Ergebnisse allgemeinerer Natur. In Japan sind von fernen Beben das von Alaska am 10. September 1899, das von Smyrna am 20. September 1899, das Beben der Molukken am 30. September des gleichen Jahres deutlich registriert, ausserdem noch 92 andere ferne Erschütterungen ohne genau bestimmten Ursprungsort. An die Fernbeben knüpft sich eine Betrachtung über die

Wellenbewegung, die in manchen Fällen zwischen 1 und 4 Stunden anhält. Verf. kommt zu dem Schlusse, dass man aus der Dauer der vorlaufenden Tremoren die Entfernung ermitteln kann, was ja schon früher in einem besonderen Aufsätze erörtert wurde. Endlich meint er, dass die langsamen Wellen auch nur horizontale wären und sich aus verticalen Schwankungen nicht wohl erklären liessen. Eingehend sind abermals die Pulsationen, ihre Dauer, rhythmische Beschaffenheit und ihr Zusammenhang mit dem Barometerstand und der Windstärke behandelt. Sie sind im Winter viel häufiger als im Sommer, dauern oft tagelang an, ohne an bestimmte Tageszeiten gebunden zu sein. Ihre mittlere Periode ist ziemlich constant während einiger Stunden und schwankt zwischen 3,4 und 8 Secunden. Die Richtung wechselt, die Wellenlänge muss grösser sein als bei schnellen Erdbeben und liegt zwischen 11,2 und 26,4 km. Deecke.

F. Omori: Seismic Experiments on the Fracturing and Overturning of Columns. (Publ. of the Earthquake Investigation Committee. No. 4. 69—141. 32 Taf. Tokyo 1900.)

Um festzustellen, ob unsere Vorstellungen von der Bewegungsart der auf dem Erdboden errichteten Pfeiler, Schornsteine, Wände etc. bei seismischen Erscheinungen richtig sind, hat Verf. eine Reihe von Versuchen über das Zerbrechen und Umfallen von säulenförmigen Körpern auf einem eigens dazu construirten Erschütterungstische gemacht. Dieser letztere erhält durch eine sinnreiche einfache Construction neben einer bedeutenden horizontalen Bewegung eine schwächere in verticaler Richtung, beide zusammen sich rhythmisch wiederholend, so dass damit künstlich die Bodenschwankungen bei heftigen Stössen nachgeahmt sind. Auf diesen Tisch wurden die zu untersuchenden Gegenstände aufgebaut, dann einem stetig wachsenden Schütteln ausgesetzt und ihr Umfallen oder Zerbrechen beobachtet. Säulen aus Ziegeln dienten zu den letzteren Experimenten, Holz- und Eisenröhren, Ziegel- und Holzcyylinder zu den ersten. Die Anordnung der Zerbrechungsversuche wurden so angestellt, dass Primen von Ziegeln bis 1,6 m hoch, theils compact, theils hohl, bald von rechteckigem, quadratischem oder rundem Querschnitte mit Mörtel gemauert und mehrere Monate bis zum Festwerden aufbewahrt wurden. Ihr statisches Moment und die Beschleunigung, die nöthig war, um ein bestimmtes Stück abzubrechen, wurde berechnet und mit der Bewegung des Erschütterungstisches verglichen, die mittelst automatischen Schreibapparates und eines Secundenpendels genau gemessen wurde. Im Durchschnitt stellte sich die erforderliche berechnete Beschleunigung zu der experimentell gefundenen heraus wie $\frac{5}{4}$, so dass man aus dem Versuch auf die Richtigkeit der Formeln schliessen darf. Die Differenz mag dadurch bedingt sein, dass in die Formel natürlich der Zerreissungswiderstand der Ziegelsäulen eingefügt werden muss und dieser natürlich experimentell nicht absolut genau bestimmt werden konnte, obwohl Theile jeder benutzten Ziegelsäule geprüft worden sind. Die Bewegung des Tisches in doppelter Amplitude

betrug zwischen 40 und 128 mm, also einem heftigen Beben durchaus entsprechend. Am festesten haben sich Pfeiler von rechteckigem Querschnitte und nicht zu grosser Dicke erwiesen, denn mit der Masse wächst die Gefahr des Abknickens. Ebenso ergibt sich, dass hohe, ganz schlanke Pfeiler ebenfalls dem Zerbrechen ausgesetzt sind. Freilich spielt die Bauart, die Güte des Materiales und des Cementes, sowie die Sorgsamkeit der Errichtung eine Hauptrolle. Dagegen ist das Material von keiner Bedeutung für die Überkipfung. Da kommen nur Höhe und Dicke in Betracht. Die Arbeitsmethode war bei diesen Versuchen die gleiche und es stimmten die gefundenen und berechneten Werthe noch besser überein (1,07). An einzelnen, in Japan bei heftigen Beben beobachteten Beispielen wird nun die Richtigkeit der Schlüsse dargethan und zuletzt eine absolute Skala der heftigen Beben gegeben. No. 1 entspricht in der ROSSI-FOREL'schen Scala No. VII, die Beschleunigung beträgt etwa 300 mm/sec.² No. 2 hat 900 mm per Secunde. No. 3 = No. VIII 1200. No. 4 = No. IX 2000. No. 5 = No. X 2500. No. 6 4000. No. 7 über 4000. Die Procentzahlen der Zerstörung hölzerner Häuser stellen sich nach vielen Beobachtungen für 2600 mm auf 2—3%, bei 3400 auf 15, 3900 auf 50 und bei einer Beschleunigung von 4500 mm/sec.² auf 80%. 32 Tafeln illustriren die Apparate und Bewegungen. Die Versuche sollen fortgesetzt werden.

Deecke.

F. Omori: Note on the After-shocks of the Hokkaido Earthquake of March 22nd 1894. (Publ. of the Earthquake Investigation Committee. No. 4. 39—45. 2 Taf. Tokyo 1900.)

Bei den japanischen Beben von 1889, 1891 und 1893 hatte sich eine gesetzmässige Abnahme der Nachstösse herausgestellt, die ausgedrückt war durch die Formel $y = \frac{k}{h+x}$, wo h und k Constanten sind, y die Häufigkeit und x die Zeit. Auch die Stösse, welche auf das Beben in Hokkaido folgten, sind darauf untersucht, speciell nach den Aufzeichnungen in Nemuro. Die Übereinstimmung der berechneten und beobachteten Werthe ist ziemlich gut. Eine Einzeichnung zeigt, dass die Curve erst sehr rasch abfällt und in sanftem Bogen allmählich zur Horizontalen ausläuft. Die beobachteten Werthe sind Oscillationen um diese Gleichgewichtslinie herum.

Deecke.

B. Kotô: The Scope of the Vulcanological Survey of Japan. (Publ. of the Earthquake Investigation Committee. No. 3. 89—103. Tokyo 1900.)

Verf. bespricht die verschiedenen Phasen, welche die Anschauung von der Natur und dem Zusammenhang der Vulcane und Erdbeben durchgemacht hat, die Schule von L. v. BUCH, die von STÜSS und die neueste Richtung, welche auf die erste zurückkommt unter gewissen Modificationen. Er bestreitet die Richtigkeit der von STÜBEL gezogenen allgemeinen

Schlüsse, die jedenfalls für Japan nicht passen, und meint, dass Vulcanreihen, Gebirgssysteme und die nichtvulcanischen Beben innigen und zwar ursächlichen Zusammenhang mit den sogen. tektonischen Linien besitzen, also im Bau des Landes bedingt sind. Dann geht er auf die *Vulcanological Survey* über, die es sich zur Aufgabe gemacht hat, die japanischen Vulcane nach allen Richtungen zu studiren, und welche seit einigen Jahren mit zweckentsprechender Arbeitstheilung die Gebiete im Norden der Hauptinsel erforscht. Die Vertheilung der Eruptionsstellen wird wieder nach der historischen Entwicklung unserer Kenntnisse derselben behandelt, besonders aber der Gruppierung durch *CARL* und *EDUARD NAUMANN* gedacht. Es ergibt sich die Richtigkeit des sogen. „Grossen Grabens“ und eines Gegensatzes zwischen Norden und Süden, der darin besteht, dass hier die Faltung und dort meridional laufende Brüche vorherrschen. Dem pacifischen Rande der Nordinsel sind drei selbständige Schollen eingeschaltet, eine palaeozoische, archaische und mesozoische; westlich derselben erscheinen, das Rückgrat der Insel bildend, ausgedehnte weisse Rhyolittuffe und Rhyolite mit Plagioklas, Biotit oder Hornblende. Sie wurden in dem neogenen Meere gefördert und von posttertiären Andesiten zugedeckt. Eine Liste der bisher erschienenen Aufsätze der *Survey* bildet den Schluss des Aufsatzes.

Deecke.

F. Omori: *Earthquake Measurement in a Brick Building.* (Publ. of the Earthquake Investigation Committee No. 4. 7—12. 8 Taf. Tokyo 1900.)

In einem zweistöckigen Gebäude ist durch Apparate, die unten und oben angebracht waren, der Unterschied der Erdbebenbewegung in zehn Fällen bestimmt. Es zeigt sich, dass in der Regel bei gleicher Periode eine Vergrößerung des Ausschlags bis auf das Doppelte eintritt, die Wände also wie ein umgekehrtes Pendel schwingen. Daher wird bei heftigeren Stößen das Obergeschoss zerstört werden, während das untere unverletzt bleibt. Es werden von dem Beben zu Nagoya 1891 zwei typische Bilder beigegeben.

Deecke.

F. Omori: *Note on the Tokyo Earthquake of June 20th 1894.* (Publ. of the Earthquake Investigation Committee. No. 4. 25—33. 2 Taf. Tokyo 1900.)

S. Sekiya and F. Omori: *The Diagram of the Semi-destructive Earthquake of June 20th 1894.* (Publ. of the Earthquake Investigation Committee. No. 4. 35—38. 1 Taf. Tokyo 1900.)

Durch das Beben vom 20. Juni 1894 ist nach 40jähriger Ruhe Tokyo wieder einmal sehr heftig betroffen worden. Die Zone starker Erschütterung bildet einen gegen den Pacific offenen Kreisbogen mit der nördlichen Provinz Musashi als Centrum; das Gesamtareal des Bebens umfasste 110 000 qkm mit einem Radius von 300 km. Die erregende Ursache muss ziemlich tief gelegen haben, die Beschleunigung der Bewegung war 1000 mm

pro Secunde, die Horizontalverschiebung betrug 73, die verticale 10 mm, so dass der Hauptschaden durch die erste veranlasst wurde. Das Diagramm war das eines zerstörenden Bebens, d. h. nach den vorlaufenden Wellen kam ein Hauptstoss, der rasch abgeschwächt wurde, und Nachbeben traten kaum auf. Die Stossrichtung lag vorwiegend gegen WSW.

Das Diagramm des Bebens zeigt Tremoren von 10 Secunden, einen Hauptstoss zwischen der 3. und 4., schwächere breitere Undulationen zwischen der 40. und 53. und 70. und 78. Secunde. Die horizontale Hauptschwingung dauerte 18 Secunden, die verticale war in der 30. erloschen. Die Gesamtdauer betrug 4 Minuten 30 Secunden. **Deecke.**

H. Nogaoka: Elastic Constants of Rocks and the Velocity of Seismic Waves. (Publ. of the Earthquake Investigation Committee. No. 4. 47—67. Tokyo 1900.)

Will man die Wellenbewegung im Boden richtig verstehen und beurtheilen, ist vor allem eine Kenntniss der Elasticität der wichtigsten Gesteine nöthig. Solche Zahlen fehlten bisher ganz. Um so verdienstlicher sind die mühevollen Untersuchungen des Verf., der gegen 80 japanische Gesteine auf Elasticität und Starrheit, resp. Torsionsfähigkeit prüfte. Dies geschah in der Weise, dass aus möglichst homogenem Material prismatische Stäbe von 1 qcm Querschnitt und 15 cm Länge geschnitten und deren Durchbiegung gemessen wurde. Die Torsion erfolgte mittelst eines Apparates, wo aufgesetzte Gewichte die angewandte Kraft genau messen lassen. Ferner wurden das spezifische Gewicht bestimmt und nach bekannten Formeln schliesslich die Elasticität aus den Grenzwerthen und die Fortpflanzungsgeschwindigkeit für longitudinale und transversale Schwingungen berechnet. Es ergibt sich nun, dass die Elasticität mit der krystallinischen Structur zunimmt und bei Sedimenten daher in älteren Formationen grösser ist als in jüngeren, und dass sie bei massigen Gesteinen gleichförmiger ist als bei geschichteten, in denen parallel oder senkrecht zur Schichtung sehr bedeutende Unterschiede auftreten. Das letzte gilt natürlich auch von geschiefertem krystallinen Material. Indessen ist die Fortpflanzung der Wellen doch nicht ohne weiteres der Structur und dem specifischen Gewichte proportional, und man kann nicht aus höherer Elasticität sofort auf entsprechend grössere Fortpflanzungsgeschwindigkeit schliessen. Nur der Schluss ist erlaubt, dass entsprechend der Zunahme der Dichtigkeit die Wellen im Innern der Erdkruste rascher laufen als an der Oberfläche. Bei geschichteten Gesteinen wächst die Elasticität in einigen bestimmten Richtungen, ebenso die Geschwindigkeit der Wellen. Da nun aber mit der Tiefe die Dichtigkeit und die elastischen Constanten nicht unbegrenzt wachsen, sondern sich asymptotisch einer Grenze nähern, darf man auch in der Erdkruste eine Zone der grössten Fortpflanzung annehmen, deren Lage natürlich wechselt. Aus diesem verschiedenen Verhalten der Gesteine erklärt sich auch der Unterschied der Erdbebenbewegungen. Diese werden immer sehr complicirter Natur, nie reine longitudinale oder transversale

Schwingungen sein, sondern Gemische beider; sie werden Brechung, Reflexion erleiden und etwa den krummen Lichtstrahlen, die heterogene Medien durchdringen, zu vergleichen sein. Auch echoartige Erscheinungen finden darin ihre Erklärung. Desgleichen das Auseinanderziehen der Erdbeben, die im Epicentrum nur wenige Secunden, fern desselben aber stundenlang anhalten. Man hofft mit dem Horizontalpendel auf diese Weise so zu sagen der Erde den Puls zu fühlen. Die grösste Geschwindigkeit von 13 km per Secunde zeigen die Tremoren. Diese müssen sich in der Schicht der höchsten Elasticität fortpflanzen, und es fragt sich nur, in welcher Tiefe sie liegt. In Stahl erreichen ebene longitudinale Wellen 6,2 km Geschwindigkeit, in Eisenkies 8,4, in Topas 9 km. Nimmt man nun an, dass die Elasticität irgendwelcher Gesteine den Eisenkies ebenso übertrifft wie dieser den Stahl, so kann man aus der Zahl 13 km das spezifische Gewicht der Lage zu 3,5 finden. Die Gesteine der Oberfläche haben ein solches von 2—3, die gesammte Erde von 5,5, daher müsste bei solchen Voraussetzungen eine Lage von 3,5 nicht allzu weit von der Oberfläche entfernt sein.

Deecke.

A. Neuber: Wissenschaftliche Charakteristik und Terminologie der Bodengestalten der Erdoberfläche. 647 p. gr. 8°. Wien u. Leipzig 1901.

Verf. dieser umfangreichen Topographie ist ein Militär, der sich bei Kartenaufnahmen, militärischen Untersuchungen und topographischem Unterricht eingehend mit der Bodengestaltung beschäftigte. Schon vor einem Jahrzehnt sollte das Buch erscheinen, wurde aber zweimal infolge des RICHTHOFEN'schen Führers und der PENCK'schen Morphologie zurückgelegt und einer wiederholten kritischen Umarbeitung unterzogen. Wie es jetzt vorliegt, war sein Material eigentlich zu Hochschulvorlesungen bestimmt, die aber dem Verf. wegen seines Dienstgrades nicht gestattet wurden; deshalb wurde es mit Unterstützung des österreichischen Ministeriums herausgegeben. Diese Vorgeschichte ist bei der Beurtheilung im Auge zu behalten; denn eigentlich war das Buch durch die beiden anderen Werke vor seinem Erscheinen schon überholt. Heute stellt es sich in seinen Hauptcapiteln als eine Kritik der PENCK'schen und RICHTHOFEN'schen Morphologien dar.

Da Verf. Topograph ist, legt er das Hauptgewicht auf die Form; die Frage, wie diese Form entstanden, rückt für ihn erst in die zweite Stelle, aber er wird bei aller Kritik doch immer wieder gezwungen, das genetische Element direct oder indirect anzuführen. Er ist weder Geologe, noch Geograph, sondern in erster Linie Kartograph und erhebt gegen seine Vorgänger den Vorwurf, dass das „Mappiren“ ihnen fremd sei und sich daraus so manche Ungenauigkeiten ihrer Anschauungs- und Ausdrucksweise erkläre. Das mag richtig und eine schärfere Begrenzung der morphologischen Begriffe möglich sein, aber man merkt seinen Ausführungen ebenso den Mangel geologischer Denkweise an. Vielfach kommen seine

Erörterungen auf eine Art Wortstreit hinaus, und dass er grosse Verbesserungen in der Terminologie vorschläge, kann bei der Unschönheit und Länge seiner Wortbildungen nicht gerade behauptet werden.

Der Inhalt des Buches gliedert sich in: 1. Der Ocean und seine Theile; 2. das Land und seine Oberflächengestalten.

Das erste Hauptstück umfasst 8 Capitel mit folgendem Inhalt: 1. Oceane, Mittel- und Randmeere; 2. Zugangsbreite, Zugangsquerschnitt, Pelagität, Continentalität, Grenzgliederung, Insulosität; 3. Meeresbuchten; 4. Landaussprünge; 5. Meerescanäle; 6. Inseln und Halbinseln; 7. Klippen, Riffe und Bänke; 8. Ufer, Gestade, Strand und Küste. Im Allgemeinen bleibt es in diesem ersten Abschnitte bei der bekannten Terminologie. Nur bei den Meeresbuchten, Meerescanälen und im letzten 8. Capitel versucht Verf. schärfere Definitionen für Bucht, Strasse, Canal und engere Grenzen für den Gebrauch von Ufer, Strand, Küste zu geben. Mit Recht wird darauf hingewiesen, dass in einem Atlas dieselben Meerestheile ganz verschieden bezeichnet, Strasse und Canal durcheinander geworfen, Fjord und Sund beliebig verwandt sind, ebenso Ufer und Küste oder Strand und Küste, die sich wohl auseinander halten liessen. Mit vieler Mühe sind aus den Atlanten und topographischen Lexicis alle Benennungen für Bucht, Golf etc. zusammengetragen, aber ohne dass irgend etwas wirklich scharf Begrenztes schliesslich herausgekommen wäre. Die Polemik tritt in diesem Theile noch in den Hintergrund, wohl aber zeigt sich insofern schon ein Mangel des Buches, als Erörterungen und Resultat nicht immer genügend von einander geschieden sind. Es wäre besser gewesen, wenn eine zusammenhängende Terminologie gebracht und die Bemerkungen und Kritik dazu in Excursen oder Anmerkungen verlegt wären.

Der zweite Abschnitt enthält 7 Capitel, nämlich: 1. Die Grundgestalten der Bodenerhabenheiten; 2. die Lücken der Scheitelzone, die Wasserscheide, Sättel, Joche, Knoten; 3. Gebirge; 4. die Bodeneintiefungen und stehenden Gewässer; 5. die Gletscher; 6. die fliessenden Gewässer; 7. die Landschaften. Dies sind die dem Topographen bekannten und vertrauten Bodengestalten, und deshalb umfassen diese Capitel gegen 500 Seiten. Wenn man nun aber erwartet, für die Grundbegriffe scharfe Definitionen zu finden, so wird man sehr enttäuscht sein und nur Citate aus ADELUNG'S Wörterbuch von 1808, aus SONKLAR, und eine Polemik gegen PENCK und RICHTHOFEN zu treffen. Schon gleich bei „Tiefebene“, „Tiefeland“, „Flachland“ fehlen solche, ebenso bei „Hügel“ u. s. w. Was eine Boden- oder Landschwelle ist, dürfte jedem geläufig sein. Sie wird als ein Rumpf bezeichnet, weil sie der Gliederung entbehrt, und an ihre Stelle soll der Ausdruck „Tief- oder Hochflächenbodenrumpf“ treten. Sehr ungehalten ist Verf. über den Ausdruck „Gebirgskamm“, der auf Geographen und Geologen bezaubernd eingewirkt und dadurch alle Klarheit des Denkens vernichtet habe. Er setzt an dessen Stelle „Stamm“ und gelangt daher für Kammlinie eines Bergrückens zu der Bezeichnung „kamm- oder sägeförmige Scheitelzone eines Stammes“. Seitenkämme heissen „Aste“ oder Zweige, reichen sie bis zum umgebenden flachen Lande, „Füsse“. So ent-

stehen auch die Ausdrücke Stamm-Ast-Zweig Gipfel, Zweig-Scheitellinie = Seitenkamm; Stamm-Ast-Zweig-Rumpf und entsprechende Saumzone. Ob damit etwas gebessert, ist zweifelhaft. Unklar bleibt vor allem, was Verf. unter einem „Gebirge“ versteht. Etymologisch wird das Wort beleuchtet, mancherlei aus der Literatur angeführt, wiederholt gegen die Geologen polemisiert, die sogar Sand ein Gebirge nennen, aber was Verf. eigentlich unter „Gebirge“ versteht, hat Ref. nicht herausgefunden. Denn mit der Definition „ein Haufwerk von Bergen oder überhaupt von allen solchen Bodenebenenheiten, welche bergen, im Sinne von verhüllen, verbergen, verschliessen können“, ist doch gar nichts anzufangen. Besonders richtet sich auch bei dieser Gelegenheit der Widerspruch gegen die Geologen. SONKLAR hatte in seine Definition des Gebirges den gemeinsamen Ursprung seiner Theile hineingenommen, und zwar „weil nicht bloss in den meisten Fällen vom inneren Bau des Gebirges seine äussere Form abhängig ist, und es einer logischen, naturhistorischen Eintheilung widerstrebt, Dinge, die nach Wesen und Ursprung ungleichartig sind, unter einen Begriff zusammenzufassen“. Verf. nennt diese Definition phrasenreich und verwahrt sich daher auch gegen alle Consequenzen, die daraus folgen, z. B. auf das schärfste gegen die Abgrenzung eines Gebirges gegen ein anstossendes Bergland (z. B. Riesengebirge) auf Grund des geologischen Baues. Es macht das alles den Eindruck eines bereits überwundenen Standpunktes, gerade, als ob ein Zoologe oder Botaniker wieder zu der rein beschreibenden Systematik LINNE's zurückkehren wollte. Man kann dem Verf. nur rathen, sich neben topographischen Karten auch geologische gründlich anzusehen und als seine Rathgeber in geologischen Fragen etwas neuere Bücher als VOGT's und LEONHARD's Geologie zu studieren. Dass es an vielen Grundbegriffen fehlt, geht unter Anderem hervor, wo darüber ernsthaft discutirt wird, ob geologische Orgeln und wie Orgelpfeifen angeordnete Basaltsäulen gleiche Erscheinungen seien (§ 208). Ebenso prägt sich dies in der Unkenntniss der Geschichte gewisser Begriffe aus, z. B. bei Barranco, Caldera, die freilich vom topographischen Standpunkte auch Regenrisse oder Kraterkessel genannt werden könnten, die aber einmal als termini technici für vulcanische Gebiete eingebürgert sind, sich als zweckmässig erwiesen haben und in die anderen fremdsprachigen Literaturen übergegangen sind. Wenig glücklich ist Verf. in den §§ 217—223, wo die Vulcane und ihre Formen behandelt werden. Ein Vulcan soll zu den Hohlformen gehören und der Krater das wirklich entscheidende Element sein. Für die sogen. Domvulcane oder Quellschalen, denen ein deutlicher Krater fehlt, soll daher der Name „Pseudovulcan“ eingeführt werden. Die Unzulässigkeit einer solchen Bezeichnung leuchtet jedem Geologen ein. Hornito's scheinen mit Eruptionkegeln verwechselt zu werden oder werden zu den Spaltenvulcanen gestellt! Höchst überflüssig ist der Kampf gegen den Ausdruck „Schlammvulcan“, für den allgemein Salse eingeführt werden soll, was ja auch meistens schon geschehen ist. An dieser Stelle findet das Fremdwort Gnade anstatt des deutschen „Schlammgesprudel“, während Solfatara durch die keineswegs genügende Bezeichnung „Schwefelwasser-

stoffquellen“, Fumarolen durch „heisse Wasserdampfquellen“ ersetzt werden; auch Geysir wird verdammt und soll „intermittirenden heissen Springquellen“ weichen. Verf. sollte einmal eine vulcanische Gegend mit seinen umständlichen Ausdrücken beschreiben, er würde dann einsehen, dass kurze Bezeichnungen viel bequemer sind. Mofetten sollen „kohlen saure Gasquellen“ heissen. Richtiger wäre zweifellos „Quellen von Kohlensäuregas“. Auf eine Art Wortklauberei kommen die Erörterungen über Kolk, Auskolken, Erdtrichter, Dolinen, Erdfälle und Pinggen hinaus. „Doline“ soll wieder ausgemerzt werden und „Karstpinge“ oder „Naturpinge“ Platz machen. Auch hierbei fehlt eine Definition von Pinge als Einsenkung infolge künstlicher Untergrabung; denn „Naturpinge“ soll wohl eigentlich „natürliche“ oder „vom Menschen nicht verursachte Pinge“ heissen. Da ist „Doline“ doch vorzuziehen, um so mehr, als Karstpinge ohne Erklärung auch nicht jedem verständlich ist. — Mit diesen Proben mag es sein Bewenden haben. Das Buch ist mit grossem Fleisse gearbeitet und bietet in manchen Theilen, z. B. Thalformen, viel Beachtenswerthes, aber für den Geologen hat es leider wenig Brauchbarkeit und müsste einer gründlichen Umarbeitung unterzogen werden, wenn es wirklich als ein Hand- und Lehrbuch für die Terminologie und Classification der Bodengestalten einen praktischen Zweck erfüllen soll.

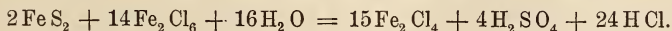
Decke.

Petrographie.

L. L. de Koninck: Bestimmung des Eisenoxyduls in Silicaten und Gesteinen; Einfluss des Pyrits. (Zeitschr. f. anorg. Chemie. 26. 123—125. 1901.)

Verf. hat feingepulverten reinen Pyrit einige Stunden auf 170° in zugeschmolzenen Röhren, einerseits mit Eisenalaun und verdünnter Schwefelsäure, und andererseits mit Ferrichlorid und Salzsäure erhitzt. Bei beiden Versuchen wurde der Pyrit nicht vollständig gelöst, doch liess sich die Anwesenheit einer ansehnlichen Quantität von Ferrosalzen nachweisen, deren Menge Verf. jedoch nicht quantitativ bestimmt hat.

In einem dritten Versuche wurde Pyrit während nur einer Stunde bei 260° mit Ferrichlorid und Salzsäure erhitzt; es wurde abermals Ferrochlorid erhalten und ausserdem die Bildung von Schwefelsäure festgestellt. Diese letztere Bildung scheint nach der Gleichung zu erfolgen:



Diese Formel zeigt, wie enorm der Einfluss des Pyrits auf die Bildung des Eisenoxyduls sein kann.

Aus diesen Beobachtungen folgt, dass die Gegenwart von Pyrit in Gesteinen die Oxydationsstufe der übrigen daneben vorhandenen Eisenverbindungen in sehr hohem Grade beeinflussen muss, wenn das Gestein

der Einwirkung von Mineralsäuren bei hoher Temperatur ausgesetzt war. Analoges gilt für die anderen Sulfide.

Gegenüber ähnlichen Beobachtungen von HILLEBRAND und STONES (Zeitschr. f. anorg. Chemie. 25. 326) betont Verf. seine Priorität.

E. Sommerfeldt.

G. Linck: Über die dunklen Rinden der Gesteine der Wüsten. (Jenaische Zeitschr. f. Naturw. 35. 8 p. 1900.)

Die Bildung der gelben, braunen und schwarzen Rinden, von welchen fast alle Wüstengesteine überzogen sind, und die Verf. speciell in der nubischen Wüste zwischen Wadi Halfa und Abu Hamed beobachtete, ist hauptsächlich auf die Wirkung der Sonnenstrahlen zurückzuführen. Hierin stimmen alle bisherigen Beobachter (RUSSEGGER, FRAAS, v. ZITTEL, WALTHER, GOLDSCHMIDT, OBRUTSCHEW, SACHSSE) überein, sowie auch in der Ansicht, dass die Rinden aus Mineralien mit wesentlich anderer chemischen Zusammensetzung bestehen als der Kern.

Im Ubrigen haben die genannten Autoren sehr verschiedene, in der Abhandlung näher zusammengestellte Erklärungen für den Vorgang dieser Rindenbildung gegeben; Verf. jedoch vermag sich keiner der bisher ausgesprochenen Hypothesen anzuschließen, er führt die Rindenbildung auf Verwitterungsvorgänge zurück, die sich aus folgenden vier Phasen zusammensetzen:

1. Imprägnation der Gesteinsoberfläche mit Thauwasser.
2. Auflösung und Zersetzung vorhandener Mineralien unter der erhöhten Wüstentemperatur.
3. Oxydation der Lösung unter Beihilfe der im Wasser gelösten salzigen Bestandtheile der Luft.
4. Austrocknung und Krystallisation der neugebildeten Verbindungen durch die Sonne.

Verf. hat experimentell festgestellt, dass verdünnte Lösungen von Ammoniumnitrat und Chlornatrium auf Eisenspath eine geradezu rapide Oxydationswirkung bei ca. 60—70° C. ausüben; da diese Substanzen in der Wüstenluft stets vorhanden sind, bewirken sie beide wohl vorzugsweise die unter 3 genannte Oxydationsbeschleunigung. Auf den Einwand, dass nach dieser Erklärung eine Rindenbildung in den Tropen überhaupt und nicht nur in den tropischen Wüsten möglich sei entgegnet Verf., dass eine solche thatsächlich erfolgen müsse, dass aber durch die häufigen Regengüsse die Verwitterungsproducte von der Gesteinsoberfläche weggeführt werden, für die Wüstengesteine charakteristisch ist der Umstand, dass Feuchtigkeit einzig und allein als Thau auf sie zu wirken vermag. Man muss also auf die besonderen Verhältnisse des tropischen Wüstenklimas bei Beurtheilung der Rindenbildung Rücksicht nehmen.

E. Sommerfeldt.

G. Gürich: Über Gabbro im Liegenden des oberdevonischen Kalkes von Ebersdorf bei Neurode in der Grafschaft Glatz. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 52. 161—164. 1 Profil. 1900.)

Verf. fand im Steinbruch von Ebersdorf, der bekannten Fundstelle devonischer Clymenien in Schlesien, Klippen von stark zersetztem Gabbro von der Beschaffenheit des Volpersdorfer Gesteins, die von Bänken des Hauptkalkes (Korallenkalk des mittleren Oberdevon) überlagert werden und an denen, nach dem Einfallen der Schichten zu urtheilen, die nächst unteren Schichten des Kalkes abstossen müssen. Im Contact greift der Kalk in die Klüfte und Aushöhlungen der unregelmässigen Oberfläche des Gabbro ein. Aus diesem Verhalten folgt, dass der Gabbro älter sein muss als bisher gewöhnlich angenommen wurde — er ist jedenfalls erheblich älter als Devon, kann als Tiefengestein nur durch weitgehende Dislocationen an die Oberfläche gebracht sein und ist wohl als zusammengehörig mit den Gabbrovorkommen von Frankenstein und vom Zobten aufzufassen und mit diesen als archaisch zu betrachten. **Milch.**

A. Sauer: Granat als authigener Gemengtheil im bunten Keuper. (Bericht über die 33. Versammlung des oberrhein. geol. Vereins in Donaueschingen. 4 p. 4 Fig. 1900.)

Um gewisse feinsandige Ablagerungen im Bereiche des jungdiluvialen Neckarschuttkegels von den ihnen äusserlich ganz ähnlichen Flugsanden in den Ablagerungen der rheinischen Niederterrasse unterscheiden zu können, hatte Verf. beide Sande nach den Methoden der mechanischen Gesteinsanalyse in Fractionen von bestimmtem specifischen Gewicht zerlegt.

Hierbei erwiesen sich als besonders charakteristisch die Unterschiede im Aussehen der Granatkörner beider Sande. Während dieselben im Dünen- sande vollkommen abgerundet sind, nur bisweilen Bruchflächen besitzen, finden sich im Neckarsande von natürlichen Flächen begrenzte, oft aus unzähligen Subindividuen aufgebaute Krystalle, die rhombendodekaëdrische Verwachsungen mit den verschiedenartigsten Verzerrungen aufweisen. Aus Formausbildung und Erhaltungszustand dieser Krystalle, die sich auch in den Mergeln des Gypskeupers finden, schliesst Verf., dass dieselben Neubildungen des Keupers, nicht Erzeugnisse des Grundgebirges seien.

Da ähnliche Granaten in den Sandsteinen der oberen Abtheilung des mittleren Keupers häufig sind, ist zu vermuthen, dass dieselben sich hier auf secundärer Lagerstätte befinden; Verf. verspricht die Untersuchung fortzusetzen. **E. Sommerfeldt.**

Joseph Kratochvil: Über einige massige Gesteine der Umgebung von Neu-Knín und über einen Theil der gneissartigen Gesteine von Zleby. (Sitzungsber. d. k. böhm. Gesellsch. d. Wiss. 1900. No. VIII. 49 p. Böhmisch.)

I. Die Stadt Neu-Knín liegt an der Grenze des mittelböhmischen Granitmassivs mit präcambrischen Schiefen der BARRANDE'schen Etage B. Der

Granit weist hier basische Randfacies auf, und zwar nördlich von der Stadt kommt ein Gestein vor, welches aus vorwiegendem Plagioklas (Labradorit), spärlichem Orthoklas, Hornblende, accessorischem Biotit und monoklinem Pyroxen besteht. Der Amphibol ist a) dunkel, pleochroitisch zwischen braungrün und hellgelblich; b) grün und c) blassgelblich, schwach pleochroitisch. Für diese sowie für die Mehrzahl der nachfolgenden Amphibole und Pyroxene werden Auslöschungsschiefen und Doppelbrechungsconstanten angeführt. Der Pyroxen ist farblos oder grünlich und bräunlich gefleckt. Was die Succession betrifft, sind die Plagioklase der älteste Gemengtheil, ihnen folgte der Pyroxen und diesem die Hornblende; z. Th. ist die letztere durch eine magmatische Umwandlung des Pyroxens entstanden. Eine andere Randfacies des Granits ist das dioritähnliche Gestein oberhalb Sudovic, welches sich vom vorigen durch gänzliche Verdrängung von Pyroxen durch Hornblende unterscheidet.

Ganggesteine: a) Auf dem Hügel Mikule bei Sudovic. Ein Orthoklasamphibolgestein von allotriomorpher Structur mit häufigem Oligoklas (und Andesin), accessorischem Biotit und Spuren von Quarz. Hornblende wieder dreierlei: // c röthlichbraun, \perp c fast fleischfarbig; gelblichbraun \times blassgelblich; blass blaugrünlich \times grünlichgelb; die dritte Abart geht häufig aus der zweiten hervor. b) Oberhalb der Schäferei bei Sudovic steht ein Diabas an, wahrscheinlich eine Fortsetzung des (goldhaltigen) Diabases von Krámy; beide Diabase sind von ophitischer Structur und enthalten Labradorit, accessorischen Oligoklas, welche beide z. Th. secundär in Zoisitpidot übergehen, Pyroxen und aus ihm entstandene Biotit- und Amphibolaggregate, Ilmenit, Titanit und Pyrit; der letztere ist zum grössten Theil secundär. c) In den Halden einstigen Goldbergbaues nächst Libšic tritt ein ophitisch struierter Amphiboldiorit zwischen den Schiefern auf; seine Hornblende (und accessorischer Biotit) weist secundären Charakter auf, das Gestein ist also ein umgewandelter Diabas. d) Von der benachbarten Stelle stammt eine Gesteinsprobe, welche sich von der vorigen durch eine Annäherung an porphyrische Structur unterscheidet.

Die Randfacies des Porphyrs von den Koží Hory bei Knín ist ein Quarzporphyr mit mikrogranitischer Grundmasse, biotitreicher und folglich basischer als das Innere der Porphyrmasse; der Biotit scheint z. Th. pseudomorph nach Amphibol zu sein.

Kersantitähnliche Gesteine treten im Granit bei Libšic auf. Ihre Bestandtheile sind leistenförmige Plagioklase (vorwiegend Oligoklas), stark pleochroitischer, den Plagioklasen gegenüber allotriomorpher Biotit, accessorischer Orthoklas, Apatit, Titanit und spärliche Erze. Wahrscheinlich sind es basische Spaltungsproducte des Granitmagmas.

Umgewandelter Diabas aus dem Walde gegenüber dem Strnad'schen Brückl unterscheidet sich vom Diabas von Krámy durch eineres Korn und durch Anzeichen einer Dynamometamorphose (Zoisit statt Calcit aus den Plagioklasen, frischer Habitus der Hornblende). Überhaupt sind die Diabase der Neu-Knín'er Umgebung keine Granit-

facies, sondern geologisch selbständig und wahrscheinlich älter als der Granit.

II. Im Eisengebirge südlich von Ronov wurden bereits von HELMHACKER „Corsite“ beschrieben und auch hervorgehoben, dass dieselben z. Th. eine Parallelstructur aufweisen. Es sind Diorite, aus Labradorit und brauner Hornblende bestehend, mit accessorischem Titanit, Rutil und Pyrit. Bei St. Martin ist das Gestein massig, bei Sv. Kříž, wo der Dioritstreifen enger ist, deutlich parallel struirt und enthält daselbst auch farblosen Pyroxen; auch die Feldspäthe sind hier in der Randfacies etwas basischer und nähern sich z. Th. dem Anorthit.

Andere Amphibolgesteine treten weiter nw. bei Žleby auf. Im Steinbruche im Thiergarten wurde einerseits ein dem Diorit von Sv. Kříž analoges Gestein constatirt, welches sich von demselben durch saurere Beschaffenheit der Feldspäthe (Labradorit, Oligoklas, z. Th. auch Orthoklas) und durch die Anwesenheit von Quarz unterscheidet; andererseits ein Übergang von diesem zu den gneissartigen Gesteinen von der Žleber Mühle. Diese gehören vier Abarten an: a) Feinkörniges, angenähert parallel struirtes Gestein, bestehend aus Malakolith und saussuritisirtem Plagioklas nebst wenig Amphibol; secundär Prehnit und Natrolith, Albit und Quarz. b) Die zweite Abart enthält vorwiegend braungrünen Amphibol und blassgrünlichen monoklinen Pyroxen, welche in einzelnen Streifen ihre relative Mengen wechseln, und weniger Feldspäthe, namentlich Oligoklas, accessorischen Quarz. c) Pyroxenfreie Partien bestehen aus theilweise idiomorpher bräunlichgrüner Hornblende und Labradorit. d) Feinkörniges Gestein, analog dem sub b angeführten, jedoch mit accessorischem Biotit, von deutlich paralleler Structur. Alle vier Abarten sind also genetisch verwandt und ihre z. Th. eine deutliche Altersfolge aufweisende holokrystallinische Structur sowie ihre mit den beschriebenen Dioriten übereinstimmende Zusammensetzung sprechen dafür, dass auch diese Gesteine einseitig gepresste Diorite sind. Fr. Slavik.

B. Mácha: Über Ganggesteine von Záběhlic und Diabas von Hodkovičky. (Sitzungsber. d. k. böhm. Ges. d. Wissensch. 1900. No. XIII. 40 p. Böhmis.)

I. Am linken Moldau-Ufer oberhalb Königsaal (südlich von Prag) setzen zwischen dem Dorfe Záběhlic und der Ziegelei „u Strnada“ elf Gänge von Eruptivgesteinen in einem Schiefer auf, der vom Verf. für untersilurisch (BARRANDE's Etage D) gehalten wird, bisher aber als präcambrisch (Etage B) kartirt wurde.

Von diesen Eruptivgesteinen gehören sieben Quarzporphyren an. Dieselben sind von grauer bis schwarzgrauer Farbe; die erste Generation besteht aus Feldspath (vorwiegend Orthoklas) und Quarz, in einem (III.) Gange nur aus Feldspath; die Grundmasse ist holokrystallinisch. Accessorisch kommen Pyrit und meist titanhaltige Eisenerze vor; secundär Chlorit; kohlenartige Substanz und Calcit tragen den Charakter allothigener, aus

durchbrochenen Sedimentärgesteinen aufgenommenen Gemengtheile. Gegenüber der Ansicht Bořický's, der des breccienartigen Habitus dieser Gesteine wegen (er nennt sie „felsitische Glimmerporphyrite“) dieselben für theilweise eingeschmolzene Granit- und Grünsteinstücke hielt, weist Verf. für sie den Ursprung durch eine einheitliche Magmaerstarrung nach.

Nördlich von den Porphyrgängen, beim Dorfe Záběhlic, treten drei Grünsteingänge und zwischen ihnen ein Minettegang auf. Die Minette enthält idiomorphe sechseckige Biotittafeln, fächerartig aggregirte leistenförmige Feldspäthe (Orthoklas und etwas Oligoklas), theilweise primären Quarz und Apatit; secundärer Calcit schliesst bisweilen Quarz und serpentինähnliche Substanz ein, was auf frühere Anwesenheit eines malakolithischen Pyroxens hinzudeuten scheint.

Das Gestein der Grünsteingänge ist ein an den Spessartit erinnernder Diabas, welcher aus Oligoklas, z. Th. auch Orthoklas, fast farblosem oder grünlichem Augit, spärlichem primären Quarz, Eisenerz und Titanit besteht. Secundär tritt in ihm ausser Calcit blassgrüner Serpentin, schuppiger Delessit und grüner Amphibol auf. Der Augit ist zum grösseren Theile älter als der Feldspath; ausser Körnern und Leisten sind die letzteren auch in fächerförmigen Aggregaten faseriger Individuen entwickelt, was auf eine genetische Verwandtschaft mit der benachbarten Minette hinzuweisen scheint. Die Dichte des Gesteins beträgt 2,806; die Analyse (J. NEVLE) ergab: SiO_2 55,95, TiO_2 1,60, Al_2O_3 19,47, Fe_2O_3 4,09, FeO 1,08, CaO 7,84, MgO 4,24, Alkalien (vorwiegend Natron) 2,64, Glühverlust 3,78, Sa. 100,69 %.

Es ist wahrscheinlich, dass alle Gesteine von Záběhlic zum Gangfolge des mittelböhmischen Granits zu zählen sind; wenn man nämlich aus der angeführten Grünsteinanalyse und aus der älteren Analyse des benachbarten Quarzporphyrs von Vir das Mittel zieht, so ergibt sich eine dem BRÖGGER'schen Predazzo-Magma ausserordentlich nahestehende Zusammensetzung, was in Anbetracht der ziemlich basischen Beschaffenheit der nächsten Granitpartien auch diesen letzteren sehr nahe käme.

II. Der Diabas von Hodkovičky, von Graptolithenschiefern der obersilurischen Etage e_1 begleitet, bildet zwei Gänge. Im Inneren des Ganges ist er von hypidiomorpher, an die ophitische erinnernder Structur. Die Dichte des Gesteins beträgt 2,74, der SiO_2 -Gehalt 45,83, der Glühverlust 10,51 %. Seine Bestandtheile sind Feldspäthe (vorwiegend Labradorit, auch etwas Oligoklas, selten Orthoklas), schwach rosafarbiger Augit, spärliche braune Hornblende und Ilmenit. Von secundären Mineralien macht der Analcim bis $\frac{1}{4}$ der Gesamtmenge aus und stellt also das Gestein in die Verwandtschaft der Teschenite. Die Bořický-Probe mit FH ergab in ihm auch einen Ca-Gehalt, wodurch es wahrscheinlich wird, dass auch Faujasit vertreten ist. Da die Feldspäthe des Gesteins ziemlich gut erhalten sind, scheint der Analcim (und auch Natrolith) aus einem anderen Mineral — aus Nephelin — hervorgegangen zu sein. Andere secundäre Mineralien sind: Calcit, Quarz, Serpentin (aus Olivin entstanden), grüne Hornblende und Iddingsit. Dieser letztere tritt in

allotriomorphen Körnern auf, erinnert jedoch hie und da durch seine Begrenzung an die Olivinumrisse. Pleochroismus auf (010): // c blassgrün mit kleiner, \perp c bräunlichgelb mit grösserer Absorption; Lichtbrechung etwa wie im Augit, Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0,036$, $\gamma - \beta = \text{ca. } 0,007$, $2E \text{ ca. } 50^\circ$; optisch negativ, Axenebene (001).

Im Diabas von Hodkovičky wurden auch (von BARVÍK) vollkommen eingeschlossene Stücke von anthracitartiger Structur gefunden. Das Salband unterscheidet sich von der Gangmitte durch etwas saurere Feldspäthe und deren grössere Menge sowie durch die Abwesenheit von Analcim.

Fr. Slavik.

Josef Fišer: Der Granitrand und die Natur der benachbarten Gesteine an der Moldau oberhalb der St. Johann-Stromschnellen. (Sitz.-Ber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1900. No. XVII. 52 p. Böhmis.)

I. Der Granitrand. Der hellere Biotitgranit geht gegen den Rand zu in eine basischere, hornblendehaltige bis dioritische Facies über; diese wird hie und da von Adern des Biotitgranits durchsetzt, ist also älter. Im Biotitgranit kommen auch glimmerarme panallotriomorph struirt Schlieren vor, die durch Häufigkeit des Mikroperthits gekennzeichnet sind. Näher gegen die Grenze wird der Granit basischer, enthält viel Oligoklas und bräunlichgrüne Hornblende; auch kommen in diesem Amphibolgranit vor: Epidot, z. Th. sicher primär, und Aggregate von Hornblende, pseudomorph nach einem monoklinen Pyroxen; einige Partien des Amphibolgranits enthalten ausserdem noch Hypersthen, der ebenfalls z. Th. in parallel mit ihm verwachsene Hornblende umgewandelt ist. Die dioritische Facies enthält ausser Feldspäthen (vorwiegend Andesin) häufig Hypersthen und nach ihm entwickelten monoklinen Pyroxen; erst nach diesen Pyroxenen und z. Th. aus ihnen entwickelte sich grüne Hornblende, wornach durch Biotit, Feldspath und accessorischen Quarz die Erstarrung abgeschlossen wurde.

II. Die Aplite durchsetzen in zahlreichen kleineren Gängen den Granit; aus der Umgebung von Lahoz wurden deren fünf untersucht, von denen drei normale magmatisch erstarrte Aplite sind; in einem dritten wurden jedoch ausser Feldspath (Orthoklas, Mikroklin, Albit, Mikroperthit) und Quarz, Epidot und Serpentin constatirt, die z. Th. in den vorigen eingeschlossen sind; dies zeigt auf eine nicht magmatische, sondern hydrochemische Entstehung hin. In einer fünften Probe von fleischrothem Aplit wurden Kataklastenphänomene und secundäre Parallelstructur beobachtet.

III. Die Gesteine zwischen dem Granitrande und der Gedenksäule.

a) Unter der Gedenksäule tritt ein annähernd N.—S. streichendes, unvollkommen schieferiges, grüngraues Gestein auf. U. d. M. zeigt es sich aus Amphibol, Zoisit, Epidot und Quarz mit accessorischem Titanit, Pyrit, Calcit, kaolinähnlicher Substanz und Biotit zusammengesetzt. Der Amphibol

ist grün und z. Th. idiomorph. Das Gestein ist wahrscheinlich dynamometamorph, und vielleicht aus einem odinit- oder malchitähnlichen Ganggesteine entstanden.

b) Westlich vom vorigen kommt ein grauer, ein wenig geschieferter Quarzporphyr vor. Die Quarzeinsprenglinge sind von grünlicher Farbe, die von mikroskopischen Chloriteinschlüssen herrührt. Die Feldspäthe erster Generation sind vorwiegend Orthoklas, z. Th. auch Oligoklas und Andesin. $D. = 2,675$. Von Bořický wurde das Gestein auf Grund von zwei Analysen, die mehr Na als K ergaben, zu seinen „felsitischen Glimmerporphyriten“ gestellt.

c) Westlich von der Johannes-Säule tritt ein dynamometamorpher Diabas auf: er besteht aus grüner Hornblende und leistenförmigem Plagioklas (zum grössten Theile Labradorit); der Amphibol weist uralitartigen Charakter auf; die Erze sind meistens Ilmenit. Da weder Calcit noch Chlorit auftreten und die ursprüngliche Diabasnatur des Gesteins deutlich zu Tage tritt, muss man auf eine Dynamometamorphose schliessen; da im Granit selbst keine Spur von einer solchen zu finden ist, so ist eben der Diabas älter als Granit und wahrscheinlich bei dessen Aufbruch umgewandelt worden.

d) Das nächstfolgende Gestein ist eine basische Facies des Granitporphyrs: grünlichgrau, porphyrisch, mit Orthoklas-, Oligoklas-, Amphibol- und spärlichen Quarzeinsprenglingen. Die Grundmasse ist mikrogranitisch. Die Feldspatheinsprenglinge enthalten mikropoikilitisch verwachsenen Quarz; an einigen Quarzen und Amphibolen wurden durch einseitigen Druck Kataklasphänomene hervorgebracht.

e) Unterhalb der Mündung eines von der Kapelle fliessenden Bächleins steht ein Granitporphyr mit Biotit, Quarz, Orthoklas und Amphibol an; derselbe enthält primären Zoisitpidot und zeigt markante Kataklaserscheinungen.

f) Oberhalb desselben Bächleins: ein Gestein, das einen Übergang von malachitartigen Ganggesteinen zu Quarzdioritporphyriten bildet; die Bestandtheile sind Hornblende, Plagioklas und z. Th. mikropoikilitisch mit ihm verwachsener Quarz, accessorisch Biotit. Die Structur ist allotriomorph mit einer Annäherung an die porphyrische.

g) Unterhalb der Mündung des südlicheren Baches: wieder ein basischerer Quarzporphyr mit häufigem Biotit, sehr wenig Quarz und angehört paralleler Anordnung der Amphibolnadeln.

h) Bei der Mündung des Lahozer Baches: weisslich grauer Hornblende-Granitporphyr mit mikropoikilitischer Entwicklung der Grundmasse. Eine andere bemerkenswerthe Structurerscheinung ist die, dass Amphibolkörner sich zu Säumen um die Feldspathindividuen anordnen.

i) Südlich von demselben Bache: ein grauer Hornblende-Granitporphyr. Die nur an Einsprenglingen, nicht aber an der Grundmasse zu bemerkenden Druckercheinungen (Kataklaste der Quarze, parallele Anordnung der Amphibole) beweisen, dass jene Druckwirkungen zu Beginn der Magmaerstarung vor sich gingen.

j) Das an den Granit unmittelbar angrenzende Gestein ist ein weisslicher basischerer Granitporphyr, welcher den Quarz nur in der Grundmasse enthält und ausser Amphibol und Biotit auch Epidot als primären Gemengtheil führt; auch dieser Porphyr zeigt Druckwirkungen.

Alle beschriebenen Gesteine kann man als einen Granitporphyr-Faciescomplex zusammenfassen; ihre Differentiation zu Porphyren einerseits, Porphyriten und Diabas andererseits ist durch magmatische Spaltung erfolgt. Die gleiche Erscheinung hat nach BARVÍK bei der nahen Stadt Eule stattgefunden. Dem Granit gegenüber ist dieser Complex etwas älter, jedoch gewiss dem nämlichen Magmabassin entsprungen. Fr. Slavik.

Fr. Slavik: Glimmerdiabas von Příšednice und Drahoňův Újezd bei Zbirov. (Abh. d. böhm. Akad. in Prag. 1900. No. 30. 9 p. Böhmisches.)

Das Gestein durchsetzt den Porphyr des Pürglitz—Rokycaner Zuges in zwei grösseren Gängen im Thale des Zbirover Baches unterhalb Příšednice und in zwei kleineren bei Drahoňův Újezd. Das Gestein von Příšednice ist durch die Rothfärbung der Feldspäthe syenitähnlich. Die Feldspäthe sind zum grössten Theil Labradorit, theilweise auch Orthoklas. Ihre Zersetzungsproducte sind: Analcim, Prehnit, Epidot, Calcit, heller Glimmer und endlich neugebildeter, mit dem ursprünglichen übereinstimmend orientirter wasserheller Feldspath von wahrscheinlich derselben Zusammensetzung. Der Augit ist idiomorph, z. Th. zu Chlorit und Serpentin umgewandelt, braune Hornblende höchst selten, Biotit häufig und sicher primär; Apatit kommt in skeletförmigen Wachstumsformen vor, die Erze sind Ilmenit. Trotzdem der Augit idiomorph ist, weisen die Feldspäthe meistentheils leistenförmige Gestalt auf und lassen zwischen einander dieselben eckigen Räume wie bei typischer ophitischer Structur. Als Mesostasis ist hie und da Orthoklas oder Labradorit erhalten, sonst durch Umwandlungsproducte verdrängt. Da an einigen Stellen idiomorphe Feldspäthe, grösseren Individuen aufsitzend, mit dem freien Ende in die Mesostasis hineinragen, sieht man hier Anklänge an die miarolithische Structur.

Die Analyse (FERD. SCHULZ) lieferte: SiO_2 49,94, Al_2O_3 18,86, Fe_2O_3 1,47, FeO 7,12, MnO 0,63, CaO 8,54, MgO 5,61, Na_2O 2,50, K_2O 1,62, H_2O 2,77, CO_2 0,23; Sa. 99,29. D. 2,88.

Von den Gängen bei Drahoňův Újezd stimmt der eine mit denjenigen von Příšednice vollkommen überein; der andere weist keine rothen, sondern schmutziggrüne Feldspäthe auf und enthält auch keinen Analcim.

Fr. Slavik.

Fr. Slavik: Bemerkungen über den Quarzporphyr unter dem Kozákov-Berge. (Abh. d. böhm. Akad. 1900. No. 31. 7 p. Böhmisches.)

I. Die zahlreichen Melaphyreinschlüsse im genannten Porphyr beweisen, dass entgegen der bisherigen Ansicht der Porphyr jünger

ist als der Kozákover Melaphyr; Verf. fand auch Einschlüsse von einem mit der Hauptmasse des Porphyrs fast identischen, sowie von einem dunkleren, mehr Biotit und Eisenerze enthaltenden Quarzporphyre, ein Beweis, dass es mehrere nacheinander folgende Porphyruptionen gab.

II. Petrographisch wurde der Porphyr vom Kozákov von BOŘICKÝ beschrieben; Verf. beobachtete häufig eine geradezu vollkommene Spaltbarkeit nach den Rhomboëderflächen an den Quarzeinsprenglingen; bemerkenswerth ist auch der sanidinartige Habitus der Feldspäthe (fast durchwegs Orthoklas).

III. Minerale des Porphyrs: Fluorit, gelb, grün und violett, in Würfeln oder in der Combination $\infty 05$, $\infty 0\infty$, höchst wahrscheinlich pneumatolytischen Ursprungs; Ehlit mit dem vorigen als feinkörnig-schuppige Krusten. Ein herausgelöster Orthoklaskrystall wurde gemessen und erwies sich als ein einfaches Individuum von der Combination: $0P$, $\infty P\infty$, ∞P , $\infty P3$, $\infty P\infty$, $2P\infty$, $P\infty$, $2P\infty$ und klinodiagonal-säulenförmigem Habitus.

Fr. Slavik.

1. A. Cathrein: Bestätigung und Begründung der Kritik über SALOMON's Darstellungen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 51. 574—577. 1899.)

2. W. Salomon: Neue Bemerkungen zu den von A. CATHREIN gegen mich gerichteten Angriffen. (Ibid. 52. 183—188. 1900.)

1. Gegenüber den Erklärungen SALOMON's (dies. Jahrb. 1900. I. -382-, -383-) betont CATHREIN nochmals die Bedeutung der Beobachtungen LECHLEITNER's für die Vahrner und Val Suganaer Gesteine, dessen Priorität, betreffend die Erkennung des Gesteins von Roncegno als Quarzglimmerdiorit, sowie die Wichtigkeit der Porphyritgänge von Pergine und Levico.

2. SALOMON vermag seine Anschauung über die geringe Bedeutung der Vahrner und Val Suganaer Gesteine, sowie über die geringe Kenntniss von ihrem geologischen Auftreten nicht zu ändern, ebensowenig kann er den Porphyriten von Pergine und Levico besondere Bedeutung zuschreiben. Die Umbestimmung eines Gesteines wie des Vorkommens von Roncegno betrachtet er als keine Entdeckung und hat übrigens nur gesagt, dass es kein Syenit ist und beiläufig „vermuthet, dass es zu den Adamelliten oder Quarzglimmerdioriten gehört“. Weiterhin wendet er sich gegen CATHREIN's Auffassung, der einen Gang wegen seiner Mächtigkeit als Stock bezeichnet und bemerkt gegenüber CATHREIN's Behauptung, „jede Schieferformation besitzt ihre Gänge und Stücke“, dass eine derartige Erscheinung theoretisch unerklärlich wäre, andererseits aber westlich von CATHREIN's Untersuchungsgebiet seine für Quarzphyllit charakteristischen Gänge in jüngeren Seditimenten bis zur oberen Trias hinauf auftreten.

Milch.

W. Salomon: Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamello-Gruppe. (Sitz.-Ber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. Berlin. 1901. No. VIII. 14. Febr. 170—185.)

—, Dasselbe. (Ibid. No. XXXI. 729—747. 1901.)

Die Nord- und Ostseite des Adamello-Stockes sind Gegenstand dieser Mittheilung. Vor Allem sind die Verwerfungen am Rande des Tonalites, der dort meistens gneissartig wird, und die mit ihm in Contact stehenden Schiefer verfolgt. Es werden drei verschiedene, auch in verschiedener Weise metamorphosirte Gruppen von Schiefen unterschieden. Quarzphyllite, die nach ihrem Vorkommen bei Edolo kurzweg Edolo-Schiefer genannt werden. Sie sind phyllitisch und wenig krystallin. Zweitens treten am Tonale-Passe im Norden hochkrystalline Schiefer auf (Tonale-Schiefer), in denen schieferig gewordene Granite als Lager von Augengneiss einen kenntlichen Horizont abgeben. Die dritte Gruppe heisst nach dem Rendena-thal im Osten Rendena-Schiefer und steht in der Ausbildung zwischen beiden, dürfte aber älter als die Edolo-Schiefer sein. Sehr bemerkenswerth ist: 1. dass der Gebirgsdruck im Norden die Contactmetamorphose ähnlich wie in der Val Cammonica wieder verwischt oder unkenntlich gemacht hat, so dass nur weiter von der Berührungsfläche und Bruchlinie entfernt die normalen Contactgesteine sichtbar sind; 2. dass in den Tonale-Schiefern nahe am Eruptivstock eine auffallende Concordanz der sonst stark gefalteten Schichten eintritt, was sich nur so erklären lässt, dass der Tonalit die gefalteten Schichten durch die mit dem Auftrieb verbundene Spannung wieder glättete, streckte und ausbügelte, so dass durch den kolossalen, von dem eingepressten Magma ausgeübten Druck eine Anpassung der Structurflächen der benachbarten Gesteine an die Tonalitfläche eintrat. Auf der Ostseite liess sich constatiren, dass die Judicarienverwerfung südlich von Dimaro (Val di Sole) nicht mit der Tiefenlinie des Meledriothales zusammenfällt, sondern westlich am Gehänge verläuft, und zwar z. Th. in sehr beträchtlicher Höhe über dem Thaleinschnitt. Sie setzt sich durch Valagola hinter dem Mte. Sabbione herum fort, aber nicht in der Tiefe, sondern hoch oben am westlichen Gehänge, bisweilen dicht unter dem Gipfelkamm des Berges. Ebenso ergab sich, dass der Tonale-Bruch in der ganzen Val di Sole und von Veza in der Val Cammonica bis Stazzona im Veltlin zwar stets in der Nähe der grossen Thaleinschnitte streicht, aber nie mit ihnen zusammenfällt. Das kann man so erklären, dass die Brüche zwar die erste Anlage der Thäler bedingten, dass aber die Vertiefung durch die Erosion die Thallinie von ihnen abgleiten liess, bis schliesslich die Verwerfung statt in der Senke dicht unter dem Gebirgskamm entlang zieht.

Schwierig gestalten sich die Verhältnisse in der Val Sarca zwischen Adamello und Sabbione. Die Rendena-Schiefer sind deutlich dynamometamorph und doch durch Contact verändert, der sowohl von dem Tonalit, als auch von dem Sabbione-Granit und dessen Faciesgesteinen ausgegangen sein kann. Das Verhalten der Rendena-Schiefer an anderen Stellen zeigte, dass in einiger Entfernung vom Tonalit grosse Krystalle von Staurolith

und Andalusit entwickelt sind, aber bei Annäherung an den Stock verschwinden. Knotenbildung fehlt, aber das ganze Gestein scheint umkrystallisirt, obwohl gelegentlich die Schieferung erhalten bleibt. Dies wird so erklärt, dass in der Ferne nur einzelne Theile des Gesteins durch die Wärme beweglich wurden und daher Platz und Zeit hatten, zu grossen Krystallen sich zu gestalten, in der Zone stärksten Einflusses aber die Gesamtmasse in die Umlagerung einbezogen wurde und die zahlreichen Neubildungen sich gegenseitig störten.

In dem zweiten Artikel erwähnt Verf. zunächst, dass die sogen. Sabbione-Granite ringsum von Contacthöfen der Rendena-Schiefer umschlossen sind, und dass der Tonalit des Adamello nicht gleichalterig mit den Sabbione-Stöcken zu sein braucht. Auch die Rendena-Schiefer fallen trichterförmig unter den Tonalit ein. Ein Theil der in ihnen auftretenden Pyritlager kann genetisch mit dem Eruptivgestein in Verbindung stehen, da Aplite mit Pyritimpregnirung am Salbande beobachtet sind. Specieller betrifft dies auch die Kupferkies, Bleiglanz und Blende führenden Gänge der Val di Breguzzo. Weiterhin ist die Frage besprochen, warum die südlich von diesem Thale im Contacte mit dem Tonalit befindliche Trias den krystallinen Schiefern Platz macht und nach Norden zu, westlich der Judicarienlinie völlig verschwindet. Es handelt sich um eine Insel im Perm- und Triasmeere mit deutlichen Conglomeraten als Littoralproducten und mit deshalb wenig mächtigem Esino-Kalk, der schliesslich ganz ausgeht. Eine eigentliche Verwerfung ist nicht vorhanden. Dipyrit-Kalke treten längs des Tonalits auf der ganzen Linie zwischen Val Blumone bis Val Buona di Daone auf. Dort kommen auch echte Lagergänge von Tonalit in der metamorphen Trias vor. Bei Esino—Cividale wurde der *Trinodosus*-Horizont (Prezzokalk Judicariens) nachgewiesen.

Zum Schluss wird die Frage erörtert, ob die Injection so gewaltiger Massen auf die Gebirgsbildung von Einfluss gewesen sein kann und ungefähr berechnet, welche Kraft sich noch nachweisen lässt. Aus der Lage des Muschelkalks folgt, dass die Intrusion des Tonalits die Sedimente hoch aufwölbte und zum Gebirge schuf. Ferner berechnet sich die Masse des Tonalits auf mindestens 4860 Milliarden Tonnen, eine Zahl, die wahrscheinlich um ihren mehrfachen Betrag zu klein ist. Diese Masse, deren Contactwirkung bis $2\frac{1}{2}$ km Entfernung nachweisbar ist, hat mindestens 5250 m dicke Sedimente durchbrochen, ist also wenigstens um diesen Betrag gehoben bei ihrer Intrusion. Solche enorme Kraftleistung kann wohl Gebirge aufthürmen. Ihre Ursache wird in dem Einbruch des periadriatischen Senkungsfeldes gesucht, dessen Niedergehen rings um die Magmen in die Sedimente hineinpresste. [Damit ist man in anderer Form wieder zu der plutonischen Theorie zurückgekehrt; denn die Centralgneisse der Alpen werden einer nach dem anderen als Granitstöcke erkannt. Das bedeutet eine wesentliche Modificirung der bisher üblichen orogenetischen Theorien. D. Ref.]

Deecke.

M. Kispatić: Die krystallinischen Gesteine der Bosnischen Serpentinzone. (Wissensch. Mitth. aus Bosnien und der Herzegowina. 7. 377—484. 1900.)

Die sogen. Bosnische Serpentinzone verläuft von Kozara planina im NW. nahe der croatischen Grenze ca. 200 km weit nach SO. bis Kladanj und Olovo (nördöstlich Serajévo) mit nur einer grösseren Unterbrechung im Vrbas-Thale. Bei Kladanj und Olovo taucht die Zone unter jüngere Gesteine unter, kommt aber weiter im SO. bei Vizegrad noch wieder zum Vorschein. Dieser Hauptkette laufen nördlich von Maglaj zwei andere parallel, eine in der Ozren planina, die andere, vielfach unterbrochene, in der Majejica; auch nach Croatien hinein scheint sich die Zone noch etwas fortzusetzen. Die in ihr auftretenden Gesteine sind, wie die petrographische Untersuchung gezeigt hat, ausserordentlich mannigfaltig, dabei kehren aber doch auf der ganzen langen Linie stets dieselben Typen wieder, so dass es, wie auch schon von den früheren Beobachtern geschehen, berechtigt erscheint, sie zu einer geologischen Einheit zusammenzufassen. Die Verbreitung der Gesteine in den einzelnen Landschaften ist auszüglich nicht wiederzugeben. Es handelt sich, abgesehen von vielfach porphyrischen Diabasen und von Melaphyren, welche jünger zu sein scheinen, und dem nur an einer Stelle beobachteten Biotitgranit (Umgebung von Doboij) überall um Olivin- und Pyroxen- oder Amphibol-Gesteine, welche vielfach stark, aber niemals völlig serpentinisirt sind. Ihre wichtigsten Typen sind folgende:

Gabbro. Fast stets mit Olivin, der vielfach sogar so über Augit überwiegt, dass sich feldspatharme Troktoithe daraus entwickeln. Die Structur ist oft ophitisch, wobei der Olivin dieselbe Rolle spielt wie der Augit; Augit und Feldspath zuweilen mit der für sie in Gabbrogesteinen charakteristischen Trübung durch feine Einschlüsse; Hypersthen zuweilen als Nebengemengtheil. Der Olivin ist öfter, und zwar unter Mitwirkung von Plagioklas in Hornblende verwandelt, auch aus dem Augit ist stellenweise farblose oder braune Hornblende hervorgegangen. Die aus Gabbro und Troktoolith entstandenen Serpentine zeigen meist (dem früheren Feldspath entsprechende) weisse Flecken.

Lherzolithe. Sie haben die meisten Serpentine geliefert, sind aber oft noch recht frisch. Olivin, Diopsid und Bronzit sind in manchen gleich viel vorhanden, oft aber überwiegt auch hier Olivin stark. Neben Chromeisen, an welchem manche Gesteine so reich sind, dass ein Abbau stattfindet, kommt vielfach auch Picotit vor, ferner Rutil, z. Th. nach Art der Thonschiefernädelchen; als Zersetzungsproduct neben Serpentin auch Talk und zuweilen eine zwischen blassroth und grünlich pleochroitische Hornblende. Für den Chromit ist charakteristisch, dass er stets von Diopsid (mit Spuren von Cr) umgeben ist, Olivin in seiner Nähe dagegen fehlt. Pyroxen und Olivin pflegen oft in Streifen miteinander abzuwechseln, die Streifen sind 5 und mehr Millimeter breit, verschmälern sich aber bis zu mikroskopisch feinen Zügen. Diese streifige Anordnung macht den Eindruck wahrer Schichtung, so dass die Vermuthung nahe liegt, die Gesteine

seien aus Olivin- oder sonst Mg-reichen Tuffen hervorgegangen. Den Lherzoliten sind zuweilen Bronzit-Diopsid-Gesteine, auch reine Diopsid- und Bronzit-Felse eingelagert. Auch Aktinolith-Olivingesteine kommen vor und sind stellenweise serpentinisirt, und zwar unter Bildung von Antigorit. Der Serpentin kann seinerseits stellenweise wieder von Opal so durchtränkt werden, dass jaspisartige Massen entstehen.

Amphibolite scheinen nächst den Lherzoliten die verbreitetsten Gesteine zu sein. Es sind meist deutlich geschichtete Gemenge von grosser Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung: Pyroxenamphibolite (der Pyroxen z. Th. Salit, z. Th. Hypersthen), Eklogitamphibolite (mit Granat; manche auch mit Epidot, seltener auch Zoisit und Skapolith); durch Zurücktreten des Amphibols (wie auch des Feldspaths) gliedern sich an Pyroxenite, Eklogitpyroxenite und Eklogite, durch Anreicherung an Hornblende feldspathführende und feldspathfreie Aktinolithe und Hornblendefelse. Das Korn dieser Gesteine ist meist fein, indessen kommen auch sehr grobkörnige vor.

Nur in der Gegend zwischen der Spreča, Bosna, Save und Drina treten auch jüngere krystallinische Schiefer auf, welche die Serpentinegesteine umhüllen, es sind Kalkschiefer mit wenig Malakolith (?) und z. Th. sehr quarzreiche Granatphyllite.

Ob die sogen. Serpentinegesteine intrusiven oder effusiven Ursprungs sind, lässt sich bis jetzt nicht entscheiden, ebenso wenig ist ein sicherer Schluss aus den Lagerungsverhältnissen auf das Alter möglich. Sie werden zwar sicher von cretaceischen Sedimenten überlagert, indessen kann dies möglicherweise auf Dislocationen beruhen. Verf. hält sie (mit Ausnahme der Diabase und Melaphyre) für archaisch, weil die Amphibolite alle charakteristischen Eigenschaften der krystallinischen Schiefer haben und die übrigen mit ihnen eine geologische Einheit bilden; die Gesteine sollen als solche entstanden und nicht das Product irgend einer Metamorphose sein. Die deutliche Schichtung der Lherzolithe und Troktolithe ist nach Verf. ein Anzeichen derselben Entstehung, ebenso der Umstand, dass die Gemengtheile der Gabbros sich gleichzeitig ausgeschieden haben. Jünger (palaeozoisch) sollen dagegen zweifellos die Thonschiefer, Kalke und Granatphyllite sein, ferner noch jünger die Diabase und Melaphyre. [Ref. scheinen die Schlüsse auf Alter und Entstehungsart der Gesteine der Serpentinzone nicht zwingend, man kennt ja auch Gesteine mit allen Merkmalen krystallinischer Schiefer von sehr jungem Alter.]

O. Mügge.

G. Munteanu-Murgoci: Granat- und Vesuvianfels aus dem Serpentin von Paringu. (Bul. Soc. de Sc. din Bucuresci-Romania. 5. 568—612. 1900.)

Die Hauptmasse des Paringu-Massivs — d. h. des östlich vom Jiu-Thal in den südlichen Karpathen gelegenen Gebirgsmassivs — besteht aus Granit, welcher sich als intrusiver Kern in einer gegen Süden übergeschobenen Antiklinale als „Mandrazug INKEY's“ der halbkristallinen

Schiefer darstellt. Der nördlichste Theil des Gebietes besteht aus hochkrystallinischen Schiefern (Glimmergneissen, Glimmerschiefern, Granat-, Disthen- etc. Glimmerschiefern) mit kleinen Vorkommen von Diorit, Granit und Pegmatit.

Verf. hat nur die „halbkrySTALLINISCHEN Schiefer“ in vorliegender Arbeit näher untersucht, man kann bei denselben unterscheiden:

1. Quarzite und Sericit- oder Graphitquarzite (sowie deren metamorphische Facies von der Zusammensetzung der Gneisse).
2. Prasinite, Chlorit- und Amphibolitschiefer.
3. Krystallinische Kalke und Kalkglimmerschiefer.
4. Phyllite (dazu graphithaltige Glimmerschiefer).

Zu der zweiten Gruppe gehören ausser den vom Serpentin stets weit entfernten Chloritschiefern und Prasiniten (Grünsteinen) auch hornfelsartige Epidotschiefer in der Nähe vom Serpentin, die einen charakteristischen Contacttypus aufweisen. Die Schieferhülle der Karpathen besitzt eine überraschende Ähnlichkeit mit derjenigen der Ostalpen und italienischen Westalpen, d. h. mit der dortigen Zone der Grünschiefer und Pietri verdi.

Ausser diesen mehr allgemeinen Beobachtungen hat Verf. im zweiten, speciellen Theil seiner Arbeit Untersuchungen über Vorkommen, mineralogische und chemische Zusammensetzung des dortigen Serpentin's mitgetheilt, aus denen hervorgeht, dass das ursprüngliche Gestein von Paríngu (nördlicher Abhang) ein Peridotit war, und zwar höchst wahrscheinlich ein Lherzolith. Die erwähnten Hornfelse sind der Beschreibung des Verf.'s zufolge oft entweder eine innige Mischung von Klinozoisit mit Chlorit oder mit einem neuen, als „Lotrit“ bezeichneten Mineral. Dieser „Lotrit“ ist grünlich gefärbt, besitzt starkes Lichtbrechungsvermögen, aber nur schwache Doppelbrechung ($n = 1,67$; $\gamma - \alpha$ höchstens 0,014) und erscheint u. d. M. als ein Aggregat von kleinen Säulen und Lamellen mit deutlicher Spaltbarkeit parallel der Längsrichtung. Die Auslöschungsschiefe gegen die Spaltrisse beträgt 28° , der optische Charakter des Minerals ist negativ, ferner $2E = 30^\circ$, $2V$ circa 18° . Eine vorläufige Analyse ergab: SiO_2 38,02, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 30,90, FeO 0,33, CaO 23,56, MgO 2,80, Glühverlust 6,24; Summe 101,85. Specificisches Gewicht 3,23, Härte 7,5. Man kann dem Mineral die Formel geben: $4\text{SiO}_2, 2(\text{Al}_2, \text{Fe}_2)\text{O}_3, 3(\text{Ca}, \text{Mg})\text{O}, 2\text{H}_2\text{O}$. Man hat also Epidot-, Zoisit- und Lotritfelsen im Contact des Serpentin's in Paríngu zu unterscheiden, daneben aber existiren auch granatführende Gesteine.

In enger Beziehung zu dem Serpentin stehen die Granat-Vesuvianfelse, die in den breiteren Lagen desselben als Muggeln und Butzen vorkommen. Es giebt einen allmählichen Übergang von der äusseren Serpentinmasse durch eine Chloritzone zu dem körnigen Granat-Vesuvianfelsen. Von letzterem sucht Verf. im letzten Abschnitt seiner Arbeit zu beweisen, dass sie Umwandlungsproducte von gabbroartigen Ausscheidungen aus dem ursprünglichen Magma des Serpentin sind, die man dem Saussuritgabbro an die Seite stellen kann.

Der makroskopischen Beschaffenheit nach hat man diese Granat-Vesuvianfelse einzutheilen in: 1. mittel- bis grobkörnige Gesteine, welche

einem mehr oder weniger veränderten Gabbro sehr ähnlich sind, 2. in feinkörnige und dichte Hornfelsen, welche mehr den Contactgesteinen und Contacthornfelsen der Tiefengesteine gleichen. Vielfach durchsetzen Granat- und Vesuvianadern mit Klinochlor und Diopsid die Gesteine.

E. Sommerfeldt.

Stuart-Menteath: Sur le rôle des roches ignées dans les Pyrénées. (Bull. de la Soc. Géol. de France. 28. 492—495. 1900.)

Verf. wendet sich gegen die herrschende Ansicht über den geologischen Bau und die Entstehung der Pyrenäen, indem er den Eruptivgesteinen einen erheblich grösseren activen und passiven Antheil an der Zusammensetzung und Aufrichtung des Gebirges zuschreibt. Mächtige von anderen Forschern für erheblich älter gehaltene Sedimente bezeichnet er als Flysch, als dessen Material er lose und wieder verfestigte Producte gewaltiger cretaceischer Eruptionen betrachtet, andererseits glaubt er Hebungen von Kreide und contactmetamorphe Beeinflussung von Tertiär durch Granit feststellen zu können. Im Übrigen glaubt er auf Grund „geologischer und mikroskopischer Untersuchungen“ feststellen zu können, dass Granit und Ophit ineinander übergehen, Porphyry jedes Zwischenglied zwischen ihnen darstellt, und dass jede strenge Scheidung zwischen diesen drei Gesteinen unmöglich ist (!).

Milch.

J. Caralp: Sur une diorite andésitique traversant le Carbonifère de l'Ariège. (Bull. de la Soc. Géol. de France. 28. 609—611. 1 Fig. 1900.)

In der Nähe von Argein (Depart. Ariège) erhebt sich am rechten Ufer der Bouigane mitten in carbonischen Schiefen und Sandsteinen eine ostwestlich gestreckte, Bellongue genannte Eruptivmasse mit mehr als 10 ha Oberfläche. Das Hauptgestein ist ein Hornblendit mit Glimmer, schwärzlich bis bräunlich, aufgebaut aus herrschender Hornblende, oft in Glimmer umgewandelt, reichlichem Titanit und spärlichem Plagioklas. Das Gestein ist in allen Richtungen von zahlreichen helleren Gängen, sogen. andesitischem Diorit, durchsetzt, die sich aus grauem glasigen Oligoklas-Albit, eisenreicher schwarzer Hornblende (mit einer Theilbarkeit nach (100) und Glimmerbildung auf dieser Fläche, bisweilen etwas Augit führend) und braunem Titanit in grossen Krystallen aufbauen; accessorisch findet sich Apatit, als Neubildung dunkler Glimmer, lichte Hornblende, Chlorit, Eisenglanz, ferner Kaolin, Kalkspath, weisser Glimmer etc. Beide Gesteine gehören zweifellos demselben Magma als Spaltungsproducte an; das Alter der Eruption ist durch die concordante Einlagerung von Tuffen, die ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach zu dem gleichen Magma gehören, in die carbonischen Sedimente der benachbarten Gegenden bestimmt.

Milch.

J. Giraud: Les basaltes miocènes des environs de Clermont. (Compt. rend. 131. 915—917. 1900.)

Es wird festgestellt, dass die Basalte der Côtes und von Châteaugay, ebenso die unteren Basalte von Chanturgue einer älteren, im Centralplateau bisher nicht bekannten Eruptionszeit, nämlich dem Anfang des Miocän zuzuzählen sind, während die oberen Basalte von Chanturgue, die des Puy de Var und einige andere dem oberen Miocän angehören. Aus der älteren Eruptionsperiode scheint dagegen auch der Basalt von Guergovia zu stammen.

O. Mügge.

Ph. Glangeaud: Le volcan de Gravenoire et les sources minérales de Royat. (Compt. rend. 130. 1573—1576. 1900.)

Die excentrische Lage dieses Vulcans im Verhältniss zur Kette der Puy am Rande des Limagne-Beckens beruht auf einer Verwerfung, die Tertiär und Granit betroffen hat; sie ist der Hauptbruch der Limagne, zugleich liegt auf ihr der Schlot für den Gravenoire, und es sind auf ihr Mineralwässer mit Baryt- und Opalabsätzen aufgestiegen. Etwas östlich dieser Spalte steigt im Thal von Royat die starke Mineralquelle „Eugénie“ auf, die ihr entsprechende und noch andere Spalten verursachen den staffelförmigen Abfall der Sedimente zwischen Royat und Clermont wie die Quellen bei letzteren. Während die Bildung der Synklinale bereits seit dem Eocän vor sich ging, wurde die Zerstückelung durch jene Verwerfungen erst durch den Alpenschub bewirkt.

O. Mügge.

A. Lacroix: Sur une roche de fayalite. (Compt. rend. 130. 1777—1780. 1900.)

Die krystallinen Schiefer südöstlich von Collobrières enthalten eine Reihe 0,5—1 m mächtiger Schichten von Magnetit, die von Grünerit, rothem Granat, Apatit und einem schwarzen, etwas fettigglänzenden schlecht spaltenden Mineral begleitet werden. U. d. M. erweisen sich in diesem regellos körnigen Gemenge Magnetit und Granat allein als automorph, der Grünerit faserig, während das schwarze Mineral als Füllmasse zwischen ihnen liegt. Der Granat ist stellenweise in ein grünes, pleochroitisches, anscheinend Stilpnomelan-ähnliches Mineral (mit starker negativer Doppelbrechung bei kleinem Axenwinkel) verwandelt, der Magnetit enthält Einschlüsse von Pyrrhotin, der Grünerit ist polysynthetisch verzwillingt nach (100) mit pleochroitischen Höfen um Zirkoneinschlüsse. Das schwarze Mineral, welches vom Gestein bis zur Hälfte ausmacht, ist Fayalit. Es ist leicht gelblich bis farblos, spaltbar nach drei zu einander senkrechten Ebenen, hat starke negative Doppelbrechung bei erheblich kleinerem Axenwinkel als Olivin. Er enthält ausser Fe beträchtliche Mengen Ca, dagegen kein Mn und Mg wie der Knebelit.

O. Mügge.

J. J. H. Teall: On Nepheline-Syenite and its Associates in the North-West of Scotland. (Geol. Mag. (4.) 7. 385—392. 1900.)

Schon bei der Beschreibung des Borolanites hatten Verf. und HORNE¹ darauf aufmerksam gemacht, dass dies Gestein offenbar zu der Familie der Eläolithsyenite gehört und nahe Verwandte im Christiania-district habe. Neuere Untersuchungen, die in der vorliegenden Arbeit mitgetheilt sind, haben diese Annahmen durchaus bestätigt.

Im nordwestlichen Schottland treten nachcambrische Eruptivgesteine nur als Tiefengesteine und als Gänge und Lagergänge auf. Die einzige bedeutende Tiefengesteinsmasse ist die im Cnoc na Sròine culminirende, welche von Ledbeg ungefähr 5 engl. Meilen weit nach SO. streicht und eine durchschnittliche Breite von 1 Meile hat. Das in dieser Masse vorherrschende roth gefärbte syenitische Gestein wurde bereits von HEDDLE beschrieben. Es besteht aus sehr kleinen Mengen von Quarz, aus Albit und Orthoklas, zu denen kleine Mengen von Chlorit und Eisenoxyd, wohl beide als secundäre Gemengtheile, treten. In anderen Varietäten fehlt der Quarz ganz; dafür aber finden sich in ihnen Pseudomorphosen nach Nephelin und accessorischer Melanit. Die Feldspäthe dieser Varietäten sind Orthoklas oder Mikroperthit. Verf. hebt mit Recht hervor, dass diese Gesteine den Nordmarkiten BRÖGGER's sehr nahestehen.

In der Hauptmasse des Cnoc na Sròine wurde kein frischer Nephelin mehr gefunden, wohl aber in einem grobkörnigen dunkelgrünen Gestein vom Fusse des nördlichen Berghanges, das als ein echter Eläolithsyenit aufgefasst werden muss. Die verwitterte Oberfläche dieses Gesteines ist wegen der schnelleren Verwitterung des dunkelgrün, wachsigartig aussehenden Eläolithes rau. Der Alkalifeldspath tritt in oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligten, nach dem Klinopinakoid tafelförmigen Krystallen auf. Seine Menge ist der des Eläolithes ungefähr gleich. Beide erreichen mehr als $\frac{1}{2}$ Zoll Durchmesser. Grünlicher Biotit und Melanit sind accessorische Gemengtheile. Der letztere deutet die Verwandtschaft mit den Borolaniten an. Diese sind östlich von Aultnacallagach reich entwickelt, kommen aber auch an anderen Punkten der Peripherie des Tiefengesteins vor. Ihre typischen Vertreter bestehen aus $\frac{1}{4}$ — $\frac{3}{8}$ Zoll im Durchmesser haltenden, oft polygonal begrenzten weissen Partien, die in einer dunklen, fast schwarzen Grundmasse eingebettet liegen. Die weissen Partien entsprechen den von DERBY, HUSSAK und J. F. WILLIAM's beschriebenen Pseudoleuciten. Sie bestehen hauptsächlich aus Orthoklas, der mit einem Zersetzungsproduct von Nephelin granophyrisch verwachsen ist. Biotit und Ägirinaugit treten in geringer Menge in diesen Flecken auf. Die Grundmasse besteht aus Orthoklas und Melanit nebst etwas Biotit und Ägirinaugit. Auch hier kommen granophyrisch mit dem Umwandlungsproduct des Nephelins verwachsene Orthoklase vor.

Die diesen Gesteinen am nächsten stehenden Typen sind von allen mittlerweile bekannt gewordenen Gliedern der Eläolithsyenitfamilie die

¹ Transact. Royal Soc. Edinb. 37. 1892. p. 163—178.

Leucitsyenite von Magnet Cove in Arkansas, wie Verf. eingehend darlegt und schon vor ihm ROSENBUSCH zeigte¹. Eine gewisse Verwandtschaft möchte Verf. auch dem Ijolith zuschreiben.

Ausser den Borolaniten treten noch andere Modificationen des syenitischen Magmas, anscheinend von der Hauptmasse getrennt, bei Ledbeg im Contact mit Marmor auf. Die eine von ihnen ist dunkelgrün gefärbt und besteht aus Kalifeldspath und Pyroxen, sowie Titanit als wichtigem accessorischen Gemengtheil. Das andere dunkelgefärbte Gestein besteht aus Ägirinaugit, Orthoklas, Pseudomorphosen nach idiomorphem Nephelin und braunem Titanit. Verf. bezeichnet sie als „Augitsyenite“ mit bezw. ohne Nephelin.

Aus den mitgetheilten Thatsachen geht hervor, dass der Tiefengesteinscomplex von Loch Borolan aus einer durch Übergänge verbundenen Gruppe von alkalisyenitischen Gesteinen besteht.

Am einen Ende der Reihe steht der quarzhaltige Syenit des Cnoc na Sròine, am anderen die basischen Augitsyenite, Eläolithsyenite, Borolanite. Die basischen Gesteine liegen innerhalb der Masse peripherisch, die sauren central, also gerade umgekehrt wie bei Magnet Cove.

Auch die Ganggesteine der Gegend von Loch Borolan zeigen Analogien zu denen anderer Eläolithsyenitgebiete, und insbesondere zu denen der Christiania-Gegend. Nördlich der Tiefengesteinsmasse finden sich zahlreiche Gänge und Lagergänge, die sich theils als dunkelgefärbte Hornblendegesteine („Camptonite oder Vogesite“), theils als hellgefärbte Feldspathgesteine („Felsite“) erweisen. Die ersteren wurden bereits in einer früheren Arbeit des Verf.'s beschrieben². Von den letzteren werden, da Analysen noch nicht ausgeführt sind, hier zwei Typen nur vorläufig kurz geschildert. Der erste ist ein Gang von Poll an Droighinn bei Inchnadampf. Er ist hellgrün, zeigt deutliche Spuren von Parallelstructur und lässt Einsprenglinge von Feldspath gerade noch erkennen. Mikroskopisch sieht man „polysynthetische Aggregate, die ursprüngliche Alkalifeldspatheinsprenglinge repräsentiren“, spärliche Streifen von „mikrokrystallinem Quarz“ und eine krypto- oder mikrokrystalline, von nadelförmigen Ägirinmikrolithen erfüllte Feldspathgrundmasse. Verf. bezeichnet das Gestein als eine Varietät des BRÖGGER'schen Grorudites.

Der zweite, von PEACH nördlich von Sgòunan More gefundene Typus durchsetzt Lewisische Gneisse. Er besteht aus zahlreichen rothen, $\frac{1}{4}$ Zoll im Durchmesser haltenden Feldspatheinsprenglingen in einer dichten, hellgrauen Grundmasse. Die Einsprenglinge erweisen sich als „intergrowths“ (Verwachsungen)³ von Albit und Orthoklas. Die Grundmasse ist ein mikro-

¹ Vergl. Mikroskop. Physiogr. d. massigen Gesteine. 1896. III. Aufl. p. 192—193.

² Geol. Mag. 1886. p. 346—353.

³ Mikropertit?

oder kryptokrystallines Aggregat von Alkalifeldspath mit wenigen Ägirinprismen. Auch etwas Quarz scheint vorhanden zu sein. Das Gestein enthält viel weniger Ägirin als die typischen Grorudite und wird daher vom Verf. mit BRÖGGER's Lindöit verglichen. Wilhelm Salomon.

A. K. Coomára-Swámy: On Ceylon Rocks and Graphite. (Quart. Journ. Geol. Soc. 56. 590—615. Pl. XXXIII. London 1900.)

Verf. hat auf Ceylon eine beträchtliche Zahl von Gesteinsstücken gesammelt und auch einige geologische Beobachtungen über junge Bildungen längs der Küsten und über das Auftreten des Graphites gemacht. Der allergrösste Theil der Arbeit ist der petrographischen Beschreibung der Gesteinsstücke gewidmet¹.

Ein besonderer Abschnitt behandelt die recenten Bildungen. Der grösste Theil der Küste wird von gehobenem Korallenkalkstein gebildet. An einigen Stellen finden sich indessen auch geschichtete Seesande. Aus den Edelsteinseifen erhielt Verf. Krystalle von Korund von den folgenden Combinationen: {1120}, {1011}, {2243}, {4483}; {0001}, {0111}, {1121}; {0001}, {2243}, {1120}; {0001}, {1011}, {2241}; {0001}, {1011}, {4483}. Von Zirkon wurden Zwillinge nach (101) beobachtet, darunter einer von der Combination {110}, {111}, {101}, {311}. Andere Krystalle zeigten Combinationen der Formen {100}, {110}, {101}, {111}, {311}, {331}, {221}. Alle diese krystallographischen Bestimmungen rühren von R. GRAHAM her.

Hinsichtlich der krystallinen Gesteine, die Verf. beschreibt, wolle man auch die Arbeiten von LACROIX (dies. Jahrb. 1893. I. 506—509), MELZI (dies. Jahrb. 1898. II. 251) und DIERSCHE² berücksichtigen. Unter den auf Ceylon so weit verbreiteten Pyroxengranuliten unterscheidet Verf. drei Typen: 1. Plagioklasführende mit „centrischen Structuren“; 2. orthoklasführende mit denselben Structuren; 3. körnige ohne „centrische Structuren“. Unter diesen centrischen Structuren versteht Verf. die bekannten, schon von LACROIX aus Ceylon beschriebenen, den Granat umhüllenden Verwachsungen von Feldspath mit Pyroxen oder Amphibol, die nur dann auftreten, wenn die Granaten mit Plagioklas zusammenstossen.

¹ Verf. hebt hervor, dass er bei der petrographischen Beschreibung Einzelheiten über Pleochroismus, Auslöschungsschiefen u. s. w. nicht giebt, wenn diese Eigenschaften normal sind, dass aber die Bestimmungen auf sorgfältiger Anwendung der gebräuchlichen Methoden, „including examination in convergent polarized light“, beruhen. — So gern nun auch Ref. zugiebt, dass derartige Angaben langweilig zu lesen sind, so wünschenswerth ist es dennoch bei der rapiden Weiterentwicklung der mikroskopischen Technik und der sehr ungleichen Schnelligkeit in deren Annahme von Seiten der einzelnen Beobachter, dass der Leser durch derartige Angaben in den Stand gesetzt wird, den Werth der Diagnose zu beurtheilen. Ref.

² Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1898. 48. 231—288. Vergl. auch F. ZIRKEL, Ceylon. Leipzig 1896 (Vortrag im Verein für Erdkunde zu Leipzig).

— Die wesentlichen Gemengtheile dieser Pyroxengranulite sind Pyroxene (Augit oder Hypersthen oder beide) und Feldspäthe (Plagioklas, gewöhnlich Labrador, seltener Orthoklasmikroperthit). Ausserdem beteiligen sich an ihrer Zusammensetzung Granat, Quarz, Amphibol, Magnetit, Biotit, Apatit und Zirkon. Pyroxengranulite werden beschrieben von Newera Eliya, Ragedara, Kandy, Dondra Head, Galle, Colombo. Neben ihnen treten häufig normale Granulite auf. Sie sind im Gegensatz zu den dunklen Pyroxengranuliten weiss oder grau und enthalten johannisbeerrothe Granaten. Sie werden von Kandy, Ambakotte, Galle, Ambalangoda, Ragedara, Kalawewa und Anuradhapura aufgeführt. Bei Ambakotte tritt Mondstein (Orthoklas ohne mikroperthitische Structur) in grösseren Individuen in dem Granulit auf. Diorite werden von Ambalangoda und Kandy kurz beschrieben. Es sind normale Diorite, Quarz- und Quarzhypersthendiorite. Der dunkle Diorit von Ambalangoda soll gangförmig in Gneissen aufsetzen. Bei Ohiya und Horton Plains treten Gesteine auf, die als Hornblendebiotitdolerit bezw. Hornblendehypersthendolerit bezeichnet werden und aus Plagioklas (wahrscheinlich Labrador), Hornblende, Biotit, Augit, Hypersthen, Magnetit, Pyrit, Apatit und Zirkon bestehen. Sie würden nach der englischen Anwendung des Namens „Dolerit“ unseren Diabasen entsprechen. Von Colombo wird ein Hornblendegabbro aufgeführt. Quarzporit tritt nicht weit von Kurunegala auf. Es ist ein grobkörniges, grünlichgraues bis braunes Gestein, in dem man schon makroskopisch die drei Hauptgemengtheile, Hypersthen, Plagioklas (wahrscheinlich Labrador) und Quarz erkennt. Daneben wurden auch mikroskopisch nur Magnetit und ganz wenig Hornblende nachgewiesen. S. HASTINGS analysirte den Hypersthen zweimal und fand: SiO_2 50,97 (bezw. 49,93), Al_2O_3 1,30 (0,15), FeO 27,21 (29,61), MgO 20,87 (21,22); Summe 100,35 (100,91). Spec. Gew. 3,55. Das Eisenoxydul wurde als Oxyd gewogen, aber als Oxydul berechnet. Die Thonerdemenge der ersten Analyse ist wahrscheinlich zu hoch.

Bei dem Nilhene-Graphitbergwerk wurde ein Serpentin gefunden, der theils aus Enstatit, theils aus Olivin hervorgegangen ist. Ausserdem treten auch etwas Titanit und farbloser Augit auf. — Weisser Marmor kommt bei Hakgala, Talatuoya nahe Kandy und an der Anuradhapura-Strasse zwischen Matale und Dambulla vor. Bei Hakgala enthält er viel himmelblauen Apatit und weissen oder hellgrünlichen Glimmer, der die „optischen Charaktere des Biotits“ besitzt. Eine von SHEPHERD ausgeführte Analyse ergab: SiO_2 40,72, Al_2O_3 26,38, Fe_2O_3 Spur, MgO 14,27, K_2O 10,36, F 0,78, Glühverlust 7,63; Organische Substanz Spur; Summe 100,14; O durch F ersetzt 0,33, also wirkliche Summe 99,81. Spec. Gew. 2,57. Mikroskopisch wurden in dem Gestein reichlicher farbloser monokliner Pyroxen, Analcim(?) und „ein wenig“ Calcit¹ und Muscovit nachgewiesen. Der Marmor von Talatuoya enthält blauen Apatit, weissen Glimmer und

¹ Nach diesem Mengenverhältniss handelt es sich wohl eher um einen Kalksilicatfels als um einen Marmor. Ref.

Graphit. Das „weisse Carbonat soll wahrscheinlich Dolomit sein, showing under the microscope little twinning and bright interference-colours“. Mikroklingneisse treten an zahlreichen Stellen in der Gegend nördlich von Matale auf und bilden mit anderen Gneissen zusammen die einsamen Blockdome des Urwaldes, die WALTHER zur Wahl des Namens „Domgneiss“ bestimmten (s. a. a. O. p. 360). Sie bestehen aus gewöhnlich etwas mikroperthitischem Mikroklin, Orthoklasmikroperthit, Quarz, Plagioklas und kleinen Mengen von Pyroxen, Hornblende, Biotit, Muscovit, Pyrit, Apatit und Zirkon. Als „Anorthositgneisse“ bezeichnet Verf. Gesteine von Sigiri, Colombo, Kalawewa, in denen der einzige oder vorherrschende Feldspath ein Plagioklas, aber gar nicht etwa ein als solcher bestimmter Anorthit oder diesem nahestehender Plagioklas, sondern in einem Falle „wahrscheinlich Oligoklas“, in den anderen ein überhaupt nicht näher untersuchter Plagioklas ist. In einer Anmerkung heisst es ferner: „The term gneiss is used for convenience, here and elsewhere, though it is perhaps hardly correct to speak of igneous rocks as gneisses.“ Man wird unter diesen Umständen und bei dem fast gänzlichen Fehlen von Angaben über Structures und Lagerungsverhältnisse dem Namen des Verf.'s keinen grossen Werth beilegen können. — Ausser dem schon von DIERSCHKE beschriebenen Granit des Kurunegala-Bezirktes tritt Granit auch bei Mahara im Colombo-Bezirk auf. Gänge von grobkörnigem Pegmatit wurden nur in einem Steinbruch zwischen Wattagama und Pamvile beobachtet und scheinen auf Ceylon sehr selten zu sein. Gesteine von eigenthümlicher Beschaffenheit, die besonders durch das Auftreten von Skapolith, Wollastonit und einem grünen monoklinen Pyroxen charakterisirt sind, finden sich in der Nähe von Galle. Ein Stück zeigte schon makroskopisch idiomorphen Quarz, grünen Pyroxen und selteneren Orthoklas, von einem grossen Individuum von Wollastonit (perlmutterglänzende Spaltflächen, zweiachsig, optische Axenebene senkrecht zur Längserstreckung, optisch negativ) umschlossen. Zwei von SHEPHERD ausgeführte Analysen des Wollastonites ergaben: Si O_2 51,28 (54,59), Ca O 45,55 (40,85), $\text{Al}_2 \text{O}_3$ 2,01 (1,77), Glühverlust fehlend (2,29); Summe 100,18 (100,20); Spec. Gew. 2,76 (2,78). Dünnschliffe zeigten ausserdem Orthoklasmikroperthit, Skapolith, Titanit und Eisenerze. Das als Skapolith bestimmte Mineral erwies sich als optisch einaxig negativ. — In der Nähe des ersten Stückes wurde ein gebändertes dunkles Gestein geschlagen, das Skapolith, Augit, Quarz, Wollastonit, Titanit, Graphit, Pyrit und Calcit enthält. Eine ähnliche Zusammensetzung weist auch eine dritte Gesteinsprobe von derselben Localität auf. Aus dieser wurde der Pyroxen isolirt. Eine Analyse von SHEPHERD ergab: Si O_2 50,91, Ca O 24,41, Mg O 0,58, $\text{Al}_2 \text{O}_3$ 1,78, Mn O 2,64, Fe O 19,91; Summe 100,23. Spec. Gew. 3,377. Es handelt sich also hier um einen manganreichen Hedenbergit. — Alle diese Wollastonitgesteine sind gut aufgeschlossen und zeigen deutliches „mineral-banding“, was auch aus einer Abbildung ersichtlich ist. Verf. sagt, dass diese Bänderung ein Aussehen hervorbringt, „wie es von Bewegungen in einem nicht homogenen Magma herrühren würde“. Es ist aber nach der Beschreibung ungemein wahrscheinlich, dass hier entweder

contactmetamorphe Kalksilicathornfelse oder regionalmetamorphe Sedimente des Grundgebirges vorliegen. — Auch bei der Nilhene graphit-mine kommen sehr ähnliche Gesteine vor, die sich nur durch ihre „Association mit vein-graphite“ (in Gängen darin aufsetzendem Graphit?), durch das Vorkommen einer schriftgranitischen Verwachsung von Quarz und Calcit, und durch grösseren Reichthum an Calcit unterscheiden. Verf. glaubt, dass sie ebenso wie die Gesteine von Galle möglicherweise Ganggebilde darstellen könnten. — Bei den Gangapitiya-Mondsteingruben in der Gegend von Ambakotte nahe Kandy treten gleichfalls eigenthümliche knollige bzw. gebänderte Gesteine auf, deren Lagen theils nur aus grauem Augit, theils aus Augit, Plagioklas, Spinell und einem unbestimmten stark pleochroitischen Mineral, theils endlich aus Quarz und Plagioklas bestehen. — In einem besonderen Abschnitt behandelt Verf. den Mikroperthit der untersuchten Gesteine und folgert aus seinen und DIERSCHE's Beobachtungen, dass der Plagioklas wenigstens in einem Theil der Gesteine ein Oligoklasalbit ist. Die Lamellen sollen parallel (100) des Orthoklases liegen.

Der letzte Theil der Arbeit ist dem Vorkommen des Graphites gewidmet. Verf. bestätigt die Beobachtungen von WALTHER und ZIRKEL über das Auftreten des Graphites in Gängen und zeigt, dass an einigen Punkten das Nebengestein solcher Gänge nahe dem Salband etwas Graphit enthält und somit offenbar von dem Gang aus damit imprägnirt worden ist. An anderen Stellen aber ist, wie das schon WALTHER angab, das Nebengestein frei von Graphit. Endlich beschreibt er den Graphit auch als in kleinen Mengen auftretenden normalen Gemengtheil der „igneous rocks“. Was seine Entstehung betrifft, so schliesst er sich WALTHER und DIERSCHE an, hält aber DIERSCHE's Hypothese für noch wahrscheinlicher.

Wilhelm Salomon.

J. W. Evans: Mechanically-formed Limestones from Junagarh (Kathiawar) and other Localities. (Quart. Journ. Geol. Soc. 56. 559—583. London 1900.)

Die interessante Untersuchung will den Nachweis erbringen, dass ein nicht unbeträchtlicher Theil der jungen Kalksteinbildungen, die das Arabische Meer umsäumen, äolischen Ursprunges sei. Verf. geht dabei von dem sogenannten Junagarh-Kalkstein aus, einer Bildung, die westlich von der isolirten Girnar-Berggruppe in der unmittelbaren Umgebung der Hauptstadt Junagarh des kleinen indischen Staates Kathiawar auf den Dekkan-Laven ziemlich horizontal aufliegt. Der Junagarh-Kalkstein ist wahrscheinlich über 200 engl. Fuss mächtig, durch 3—4 Fuss von einander entfernte Schichtfugen in Bänke gegliedert und zeigt eine deutliche, dazu discordante Parallelstructur, deren Schichten mit bis zu 30° gewöhnlich nach O. fallen. Das Gestein besteht wesentlich aus gerundeten, oolith-ähnlichen Körnern und enthält keinerlei Fossilien oder Bruchstücke anderer Objecte, die an Grösse diese Körner übertreffen. Die Körner sind meist

Theilchen von noch jetzt lebenden, Kalkschalen besitzenden Seichtwasserorganismen¹. Jedes Theilchen ist gewöhnlich von chemisch abgeschiedenem Kalkcarbonat überkrustet und mit den anderen durch ein gleichfalls aus Kalkcarbonat bestehendes Cement verbunden. Oolithische Körner kommen vor, zeigen aber die Oolithstructur in Dünnschliffen nicht gut. Mit diesen Körnern zusammen finden sich andere, welche von den basischen Erstarrungsgesteinen der Umgebung des jetzigen Fundortes abstammen. Sie sollen im Gegensatz zu den erst beschriebenen nur selten Kalkcarbonatkrusten besitzen, sondern direct in dem Cement liegen. Sie sind meist kleiner als 1 mm im Durchmesser. Ausser ihnen findet man nach der Behandlung des Gesteines mit verdünnten Säuren noch etwas Eisenerzstaub, sowie gelbliche Steinkerne von Foraminiferen und anderen Organismen. Auch an anderen Stellen von Kathiawar, z. B. bei Porbandar, treten ganz ähnliche Gesteine auf, die z. Th. früher von CARTER und FEDDEN beschrieben und für submarine Bildungen gehalten wurden. Bei Kach wurden theilweise recht ähnliche Bildungen von WYNNE und BLAKE beschrieben und von letzterem bereits für äolische Bildungen erklärt. BLAKE stützte sich dabei darauf, dass die einzigen grösseren organischen Reste (*Buliminus*) Landschnecken sind und dass unter Wasser abgelagerte Bildungen nicht so locker und porös sein könnten. Übrigens soll nach FEDDEN auch THEOBALD schon 1858 in einem Kalksandstein von Kathiawar zwei Species von *Bulimus*, zwei von *Helix* und eine von *Cyclotus* beobachtet haben. Ähnliche Bildungen treten auch an der S.-Küste von Arabien und auf Inseln des Persischen Golfes auf. Sie wurden nebst einem Theil der indischen Vorkommnisse von CARTER untersucht und insgesamt als „Miliolit“ bezeichnet, weil Foraminiferen und unter diesen die Gattung *Miliola* an ihrer Zusammensetzung einen oft nicht unwichtigen Antheil haben. Verf. geht nun auf die petrographische Beschaffenheit, die organischen Reste und die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Fundorte näher ein und weist nach, dass in der That einem nicht unbeträchtlichen Theile der betreffenden Gesteine mit einem gewissen Grade von Wahrscheinlichkeit äolische Entstehung zugeschrieben werden kann. Und zwar soll das Material, aus dem sich jetzt die Gesteine zusammensetzen, von den brandenden Meereswellen auf eine Kalkküste geworfen worden sein, von wo dann der Wind die leichteren und kleineren Körner nach ihrem heutigen Fundort transportirt hätte. So lässt sich z. B. zeigen, dass die von BLAKE beschriebenen Ablagerungen von Kach so vertheilt sind, wie es bei einer äolischen Bildung die Richtung der vorherrschenden Winde und die Configuration des Terrains erwarten lässt. Auf der anderen Seite führt Verf. Gründe an, die ihn auf den marinen Ursprung eines Theiles des arabischen Miliolites schliessen lassen. Sie enthalten z. Th. grosse und schwere Molluskschalen, die unmöglich vom Winde transportirt sein können. Was den

¹ Die zoologische Untersuchung wurde von CHAPMAN ausgeführt und ist in demselben Heft auf p. 584—588 mitgetheilt.

Junagarh-Kalkstein betrifft, so wird endlich noch gezeigt, dass zur Zeit seiner Entstehung das Meeresebene wohl höher gewesen ist als heutzutage, da sonst sein Material vom Winde über eine wenigstens 30 engl. Meilen lange Strecke hätte transportirt werden müssen. Thatsächlich sind ja auch von den indischen und arabischen Küsten junge negative Strandlinien-Verschiebungen mehrfach bekannt geworden.

In einem weiteren Abschnitt untersucht Verf. Ablagerungen anderer Gegenden daraufhin, ob sie ähnliche Bildungen enthalten und kommt zu dem Schluss, dass in der That die Bermuda-Insel, die Bahama-Inseln, die Canarischen Inseln, St. Helena, Westaustralien, die Sinai-Halbinsel, Salt Key (zwischen Florida und Cuba) und diesem benachbarte Punkte äolische Kalksteine aufweisen. Auch in kälteren Gegenden, z. B. an der Dag's Bay (Galway), sind ähnliche Bildungen noch jetzt im Entstehen begriffen.

Endlich zeigt Verf., dass auch gewisse, discordante Parallelstructur besitzende Oolithe der Juraformation Grossbritanniens den von ihm als äolisch bezeichneten jungen Kalksteinen sehr ähnlich sind. Er stützt sich unter Anderem darauf, dass man in ihnen von einigen Stellen fossile, angebliche „Reptilieneier“ beschrieben hat, die als Schildkröteneier gedeutet wurden und dann jedenfalls über dem Fluthniveau abgelegt worden sind. Er vermuthet, dass auch diese Kalksteine äolischen Ursprunges seien.

Wilhelm Salomon.

T. Stephens: On an Intrusion of Diabase into Permo-Carboniferous Rocks in Frederick Henry Bay (Tasmania). (Quart. Journ. Geol. Soc. 56. 333—336. London 1900.)

Die Diabase, die einen so grossen Theil Tasmaniens zusammensetzen, wurden meist für echte Lager in den permo-carbonischen Schichten gehalten. Man stützte sich dabei auf zwei Beobachtungen, die J. B. JUKES im Jahre 1847 im dritten Bande des Quart. Journ. veröffentlicht hatte und die den Nachweis der nichtintrusiven Natur des Diabases zu erbringen scheinen. Verf. zeigt nun, dass JUKES die betreffenden Punkte wohl nur aus der Entfernung gesehen und sich bei ihrer Deutung geirrt hat. An der ersten Stelle sind die den Diabas überlagernden Sedimente, Kalksteine mit Schieferthonzwischenlagen, durch das Eruptivgestein metamorphosirt. Der Kalkstein ist stellenweise in harten, weisslichen Marmor, der Schieferthon in „chert“¹ umgewandelt. Die zweite, von JUKES beschriebene Stelle ist unzugänglich; doch wurden ganz in der Nähe Aufschlüsse beobachtet, an denen veränderte Sandsteine den Diabas überlagern und dieser einen unzweifelhaften Lagergang bildet.

Wilhelm Salomon.

¹ In Wirklichkeit wohl keine rein kieselige Bildung. Anm. d. Ref.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

E. Weinschenk: Der Silberberg bei Bodenmais im Bayerischen Wald. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900. 65—71.)

Das Erzlager am Silberberg ist ein typisches Beispiel für jene Classe von Lagerstätten, die STELZNER und VOGT zur Untersuchung der Frage nach der Entstehung der sogen. Falbänder angeregt hatten. Das erzführende Streichen bildet eine schmale, aus zahlreichen Linsen zusammengesetzte Zone, welche auf die Grenze des von GÜMBEL als Cordierit- und Körnelgneiss bezeichneten Gesteins gegen den Granit beschränkt ist, sich aber von W. nach O. in ziemlich weiter Erstreckung verfolgen lässt.

Der Gneiss erscheint z. Th. als dichtes, fast hornblendeähnliches Gestein ohne deutliche Parallelstructur; gegen die Grenze des Granits zu nimmt er durch Auftreten von glimmerreichen Lagen eine scheinbare Schichtung an, die Verf. darauf zurückführt, dass das Schiefergestein, aus welchem die glimmerreichen Lagen offenbar entstanden sind, in den Randzonen auf geblättert und ganz von dem granitischen Schmelzfluss durchtränkt wurde. Die Erzlinsen, die in diesen Schichtgesteinen sich finden, sind von sehr wechselnder Zusammensetzung. Magnetkies, Schwefelkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, ganz local auch Zinnstein, sind die hauptsächlichsten Erze.

Die mikroskopische Untersuchung der erzfreien Gneisse ermöglichte eine deutliche Unterscheidung zwischen den Lagen des ursprünglichen Schiefermaterials und denjenigen injicirten granitischen Partien, welche sich zwischen die Schichten eingedrängt hatten. Die Schichten selbst sind überall energisch gefaltet und gestaucht; auffallend ist nun, dass die Sillimanitnadeln (die als Einschlüsse im Cordierit des Schiefers vorkommen) Züge bilden, welche der Faltung und Stauchung der Schichten genau folgen, und dass eine Einwirkung des Gebirgsdruckes auf die einzelnen Mineralien in keiner Weise sich bemerkbar macht. Hieraus folgert Verf., dass die krystallinische Structur dieser Cordieritgneisse, wie sie heute vorliegt, keine ursprüngliche, sondern eine nach der Faltung erworbene Eigenschaft ist. Ferner folgt, dass der Granit jünger oder vielleicht die Ursache ist für die Faltung der Gesteine; die von demselben ausgehende Contactmetamorphose hat uns aber ein Bild der Zusammenfaltung der Schichten hinterlassen, die vermuthlich auch zur Lösung des Verbandes der Schichtgesteine führte und so die Möglichkeit für das „Aufblättern“ des ganzen Complexes bot.

Die mit Erz imprägnirten Gesteine weisen dagegen sehr häufig ausserordentlich intensive Erscheinungen der Kataklase auf; das Erz mit seinen Begleitmineralien hat sich auf den zahlreichen Klüften und Sprüngen abgelagert, von welchen dieselben durchsetzt sind. Bei dieser Erzinfiltation bildet sich gern Kreittonit auf Kosten des Sillimanit und Biotit, auch Rutil und Spinelle sind nicht selten. Zum Schlusse stellt Verf. den Schlussfolgerungen STELZNER's seine Beobachtungen am Silberberg in folgenden Sätzen entgegen:

1. Obwohl die Erzkörper selbst fast in allen Fällen in paralleler Lagerung mit den ihnen benachbarten Schichtgesteinen angetroffen werden, finden sich nicht selten weniger mächtige Klüfte, welche die Schichtung durchsetzen und von Erz erfüllt sind.

2. Partien der Schichtgesteine, welche innerhalb der Erzkörper in deren Streichen auftreten, sind ebenso wie die Salbänder dieser Körper selbst, sowie die Bruchstücke einzelner unregelmässig begrenzter, in Erz „schwimmender“ Nebengesteinsfragmente von einem Zinkblendesaum umgeben.

3. Die innerhalb der Erze vorkommenden fremden Mineralien, welche durchaus dieselben sind, wie man sie in den umgebenden Schiefen findet, zeigen eine um so deutlichere krystallographische Umgrenzung, je grösser die Menge des Erzes im Verhältniss zu diesen Mineralien ist, wobei man Schritt für Schritt die Umformung der bei der Zertrümmerung der Gesteine hervorgehenden eckigen Bruchstücke in Krystalle verfolgen kann. Ferner enthalten die oberflächlichen Zonen dieser Krystalle massenhaft Erzeinschlüsse, welche ihr schwarzes äusseres Aussehen bedingen, und die Ecken und Kanten derselben sind gerundet, die Flächen durch rundliche Einbuchtungen sehr häufig wie zerfressen. Im Erz eingeschlossene Quarze weisen oft nur die hexagonale Doppelpyramide auf und haben so die grösste Ähnlichkeit mit den Quarzkrystallen der Porphyre. Viele Mineralien, welche hier im Erz vorkommen, finden sich niemals als Bestandtheile von Erzgängen, sondern sind als fremde Einschlüsse aufzufassen.

4. Wo die Erze als accessorische Bestandtheile ins Nebengestein übergehen, zeigen sie den Charakter von Infiltrationen, indem sie nur in mechanisch veränderten Gesteinen zu beobachten sind und dort als Ausfüllung von Spalten, Rissen etc. vorkommen. Dasselbe gilt von dem die Erze häufig begleitenden Zinkspinnell.

5. Die Kieslagerstätte besitzt eine Andeutung einer symmetrischen Structur in den schmalen Zinkblendesalbändern.

6. Die Erze lassen eine gewisse Reihenfolge der Ausscheidung der Bestandtheile erkennen, vor allem darin, dass der Kupferkies stets die letzte Ausfüllung zwischen den übrigen Gemengtheilen bildet.

7. Die typischen Krystalldrusen der Erzgänge fehlen zwar vollkommen, dafür aber weisen die Erze manchmal eine grossblasige bis eigentlich schlackenartige Beschaffenheit auf, welche nicht als Ergebniss einer irgendwie gearteten späteren Einwirkung aufgefasst werden kann.

E. Sommerfeldt.

Franz Poech: L'industrie minérale de Bosnie-Herzégovine. Vienne 1900. Mit 1 geol. Kärtchen u. 10 Abbildungen.

Die Schrift, welche aus Anlass des Pariser internationalen bergmännischen Congresses verfasst wurde, giebt nach einer historischen Einleitung eine knappe Übersicht des geologischen Aufbaues von Bosnien und der Hercegowina, worauf die nutzbaren Lagerstätten des Landes eingehen-

der besprochen werden, insbesondere das Vorkommen von Salz, Erdöl, Braunkohlen, Eisenerzen, Schwefelkiesen, Manganerzen, Chromerzen, Gold, Blei-, Zink- und Silbererzen, Kupfer- und Quecksilber-, Antimon- und Arsenerzen, ferner von Asbest, Asphalt, feuerfestem Thon, Magnesit und Glassand. Die äusserst klare, zusammenfassende Darstellung bietet ein übersichtliches Gesamtbild vom Mineralreichthum und dessen Entwicklungsfähigkeit im österreichischen Occupationsgebiete. **Katzer.**

K. Sadakoff: Les mines, carrières, eaux minérales et thermales de Bulgarie. Monographie de la mine de lignite de l'état à Pernik. (Expos. univ. 8^e. 37 p. 1 carte. Paris 1900.)

Die Mineralschätze Bulgariens wurden bereits im Alterthum (von den Römern) ausgebeutet, unter türkischer Herrschaft dagegen völlig vernachlässigt, erst seit der Unabhängigkeitserklärung Bulgariens (1878) wurde der Bergbau eifriger betrieben. Äusserst zahlreiche, technisch werthvolle Mineralien finden sich in Bulgarien, so: Graphit, Naphtha, Anthracit, Steinkohle, Braunkohle, Magnetit, Hämatit, silberhaltiger Bleiglanz, stellenweise mit Kupferkies vermengt, Zinkblende, Pyrit, Chromeisenstein, Malachit, Azurit. Besonders jedoch sind kupfer- sowie manganhaltige Mineralien an vielen Stellen gefunden. Von selteneren Mineralien sind Gold und Rutil zu erwähnen.

Auch werthvolle Bau- und Ziersteine finden sich in Bulgarien, nämlich Kalkstein — auch werthvolle Marmore —, Gyps, Sandsteine, Quarzite, endlich Lithographirsteine. Ferner besitzt Bulgarien einen Reichthum an Mineralquellen und heissen Quellen, wie nur wenige andere Länder, man kennt 154 Quellen, die an 66 verschiedenen Orten gelegen sind; dieselben werden ausführlich beschrieben, von der Quelle zu Méritchleri insbesondere wird die Zusammensetzung ihres Mineralwassers angegeben und mit derjenigen berühmter Curorte verglichen.

Dem Bergbau zu Pernik (28 km südöstlich von Sofia) wird ein besonderer Abschnitt gewidmet. Endlich enthält das Buch auch eine ausführliche Zusammenstellung der sich auf Bergbauunternehmungen in Bulgarien beziehenden staatlichen Gesetze. **E. Sommerfeldt.**

B. Lotti: Sulla genesi dei giacimenti metalliferi di Campiglia Marittima in Toscana. (Boll. Com. geol. Ital. 31. 327—337. 1900.)

Die verschiedenen Trachyte in der Umgebung von Campiglia Marittima und der turmalinführende Granit haben einerseits die rhätisch-liasischen Kalke und die eocänen Schiefer metamorphosirt, andererseits die Eisen-, Blei-, Kupfer- und Zinnerze dieses uralten Bergbaugesbietes geschaffen. Die Erze begleiten nämlich die Trachytgänge oder stehen in so inniger Beziehung zu denselben, dass daran kaum mehr gezweifelt werden darf. Auch die Zinnerze, welche immer mit Eisenerzen (Limonit, Ilvait) ver-

gesellschaftet sind, müssen genetisch auf den Granit zurückgeführt werden, selbst da, wo sie in den körnigen metamorphen Kalken stecken und der Granit nicht gerade an der Oberfläche sichtbar wird. Mitunter bilden sie direct Salbänder am Contact, ebenso wie geschwefelte Erze mit Ilvait, Granat, Augit und Epidot. Manche der Augite sind manganreich, die Ilvaite ganz wie auf Elba beschaffen. Quarztrachytgänge gehen gegen diese Erzmassen allmählich in Melaphyre mit reichlichem Augit und mit Olivin über und enthalten Orthoklas und Quarz nur noch als Einsprenglinge. Diese Erzmassen und basischen Gesteine können Dissociationsproducte sein, sonst müssten sie hydrothermale Entstehung haben und z. Th. noch vor dem Festwerden der Trachyte abgesetzt sein. Das Alter ist posteoocän, vielleicht vormiocän, und die Ähnlichkeit der ganzen Lagerstätte mit der Elbaner ausserordentlich gross. [Vergl. die Abhandlung von A. BERGEAT, Beiträge zur Kenntniss der Erzlagerstätten von Campiglia Marittima (Toscana), insbesondere des Zinnsteinvorkommens daselbst. Dies. Jahrb. 1901. I. 135—156.]

Deecke.

F. Klockmann: Montangeologische Reiseskizzen. (Zeitschrift f. prakt. Geologie. 1900. 265—275. 5 Fig.)

Die Pyrenäen enthalten im Allgemeinen eine ziemlich grosse Zahl von Fundstellen für technisch nutzbare Erze, jedoch in den meisten derselben nicht abbauwürdige Mengen. Eine Ausnahme bilden die Manganerze, die bei Las Cabesses im Dép. de l'Ariège als fast reine Carbonate auftreten und die bis dahin bedeutendsten Mangangruben Frankreichs in wenigen Jahren an Production überflügelt haben. Das fragliche Gebiet bildet in geologischer Hinsicht einen Ausschnitt aus der nördlichsten der palaeozoischen Zonen, welche sich mehrfach — von Streifen und Inseln archaischer Gesteine sowie von jüngeren Granitmassen getrennt — in den Pyrenäen unterscheiden lassen. Die Träger der Manganerze sind die sogen. „Griottes“, es sind das eigenthümliche, buntgefärbte und geflamme Kalksteine bezw. Marmore, die sich am besten bezeichnen lassen als Kramenzelkalke, bei denen die die Kalkknollen umschliessenden Schiefermäntel sehr zurücktreten und gewöhnlich nur durch flaserige Zeichnung angedeutet sind.

Nach einem Überblick über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Las Cabesses geht Verf. speciell auf die Manganvorkommen ein. Die gesammten Mangaulagerstätten der Pyrenäen lassen sich in 2 Typen unterbringen.

1. Typus. Vielle Aure. Dort finden sich Manganoxyde, die nach der Tiefe zu in Silicate (Rhodonit und Friedelit) übergehen, zwischen devonischen Schiefen concordant eingelagert. Analysen der tieferen Schicht weisen 84 % Mangansilicat, 2,5 % Mangancarbonat, 2 % Manganoxyd und 10—11 % Kalk, Eisen etc. auf.

2. Typus. Las Cabesses. Alle Vorkommnisse bestehen im Ausbiss aus Oxyden, setzen sich aber nach der Tiefe zu als ungewöhnlich reine

Carbonate in Butzen- und Stockform fort. Das Manganerz grenzt sich gegen die Griotte zu — wie Verf. nach vorangeschickten Bemerkungen über die Tektonik der Griotte selbst angiebt — in unregelmässigen, z. Th. apophysenartig ausgezogenen Linien ab, auch innerhalb der Erzsäule stellen sich un deutlich verlaufende taube Kalkmittel ein.

Im Ausbiss ist anscheinend die grösste Mächtigkeit vorhanden gewesen; nach der Tiefe zu zeigen sich abwechselnd Einschnürungen und Erweiterungen der Lagerstätte. Die gerösteten Erze weisen einen Mn-Gehalt bis zu 56 % auf. Verf. ist der Ansicht, dass der Mangangehalt als in den Kalken primär vorkommend zu betrachten ist. Bei der Sedimentation des Kalkes und vor seiner Festwerdung und Bankung localisirte sich das Manganerz zu den jetzt vorliegenden linsenförmigen Massen.

E. Sommerfeldt.

Th. Fischer: Die Bodenschätze Marokko's. (Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1900. 110—112.)

Da die Regierung von Marokko die Forschungsreisen in diesem Lande möglichst erschwert, sind die Mineralschätze Marokko's nur sehr unvollständig bekannt; am bemerkenswerthesten ist das Eisenvorkommen zu Djebel Hadid bei Mogador, wo ein Erz mit einem Eisengehalt von 58 % gefunden wird. Der dortige Bergbau stammt wahrscheinlich noch von den Karthagern. Gold- und Silbervorkommen scheint die Landschaft Sus zu besitzen, in derselben Gegend soll früher auch Kupfer gewonnen sein.

An Salz ist Marokko sehr reich; nicht nur Salzquellen sind häufig, sondern auch ein kleiner, vermuthlich ebenfalls von Salzquellen genährter See findet sich, der im Sommer theilweise eindunstet und dadurch ein unerschöpfliches, regelrecht ausgebeutetes Salzlager bildet. Auch Steinsalzvorkommen sind beobachtet. In der Nähe von Marrakesch am Kudiat Arhus kommt Marmor vor, der indessen nicht genügend von der dortigen Bevölkerung verwerthet wird; überhaupt wird eine Ausbeutung der Mineralschätze Marokko's erst erfolgen können, wenn das Land unter die Herrschaft eines europäischen Culturvolkes gelangt sein wird, heute wäre jeder derartige Versuch hoffnungslos.

E. Sommerfeldt.

A. J. Wauters: L'état indépendant du Congo. Bruxelles 1899. (Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1900. 190—192.)

Abbauwürdige Erzlagerstätten im Congo-Gebiet sind ausschliesslich auf die archaischen und palaeozoischen Schichten beschränkt, welche allein in den hochgelegenen Randgebieten zu Tage anstehen. Da, wo im Innern des Beckens diese ältesten Schichten den Untergrund bilden, sind sie von einer alluvialen, meist dicht bewachsenen Decke verschleiert und dadurch der Untersuchung entzogen. Im französischen Congo sind Lagerstätten von Eisen-, Blei-, Kupfer- und Manganerzen in dem archaisch-palaeozoischen Gebiete besonders am Niadi-Kwilu bekannt und werden seit langer Zeit von den Eingeborenen ausgebeutet. Die Kupfer- und Bleierze sind zuweilen

silberhaltig. Primär scheinen die Erze in Schnüren oder nesterartig als geschwefelte Massen den Kalken eingelagert zu sein. Kupfererze sind in der Verlängerung dieser Zone auch auf congostaatlichem Gebiet am Eluala und oberen Tschiloango, sowie im Süden des Congo bei Bembe bekannt.

Im Osten des Congo-Staates sind die Erzlagerstätten noch wenig untersucht; man weiss nur, dass Malachit bei Mpala am Westufer, sowie auch am Nordufer des Tanganika gewonnen wird. Bedeutende Eisenerzvorkommen werden von Cameron zwischen Manyara und Kasongo und von Stairs zwischen Tanganika- und Moero-See erwähnt.

Der bedeutendste Minendistrict des gesammten Congo ist die Landschaft Katanga, wo ausserordentlich reiche Lager von Kupfer- (Malachit-) und Eisenerzen vorhanden sind. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt im Süden der Landschaft zu beiden Seiten des Lufila. Eisen findet sich in Überfluss, und zwar besonders als Magneteisen mit Quarz in den archaischen und palaeozoischen Schichten, doch auch als Impragnation und in schwachen Flötzen in den Schichten selbst. Nicht selten kommen lose Krystalle in solchen Mengen vor, dass ein Abbau lohnend ist. In den Bergströmen finden sich häufig diese Krystalle als Gerölle. Die wichtigsten Vorkommen des Magneteisens, wie sie besonders in Südkatanga nicht selten sind, bestehen in Linsen, die in archaischen und metamorphen Schichten eingelagert sind und oft ganz gewaltige Dimensionen besitzen, so dass man sie zu den reichsten Funden der Erde rechnen muss. Infolge ihrer Widerstandsfähigkeit haben sie der Verwitterung getrotzt. Die Schrift enthält auch zahlreiche orographische Beschreibungen, auf die hier nur verwiesen werden kann.

E. Sommerfeldt.

Geologische Karten.

E. Koken: Geologische Specialkarte der Umgegend von Kochendorf. Herausgegeben vom K. Statistischen Landesamt. Mit 1 Karte in Folio, 1 Kartenskizze und 1 Profiltafel in Folio. 79 p. Stuttgart 1900.

Nach den ausführlichen Meinungsäusserungen und Besprechungen des Salzvorkommens im mittleren Muschelkalk durch ENDRISS, BRANCO, MILLER und REIS wird man es doppelt freudig begrüßen, dass hier der Fachwelt eine genaue kartistische Darlegung der geologischen Verhältnisse von Kochendorf auf unparteiischer und unbeeinflusster Grundlage durch den Verf. geboten wird. Die im Maassstab 1 : 10 000 aufgenommene und veröffentlichte Karte giebt alle bis jetzt beobachteten Einzelheiten des geologischen Baues wieder und umfasst ein Gebiet von etwas mehr als 50 qkm. Verf. hat natürlich seine Forschungen über dieses Gebiet hinaus ausdehnen müssen, wollte er sich überall Klarheit verschaffen. Die hierbei gesammelten Erfahrungen haben zum Entwurf einer tektonischen Kartenskizze und zahlreicher Profile geführt. Die eigenartige Tektonik des

Kochendorfer Gebietes erscheint hiernach nicht als etwas Isolirtes, sondern reiht sich unter weithin beobachtbare Erscheinungen ein. Es ergab sich das Vorhandensein von Dislocationen in ausgedehntem Maasse; insbesondere folgt der Neckarlauf von Jagstfeld bis Gundelsheim einer ausgeprägten Verwerfung, deren Sprunghöhe bis 80 m steigt. Diese grösseren Verwerfungen sind offenbar tektonisch und nicht durch Auslaugung des Salzlagers hervorgerufen, dessen Mächtigkeit z. B. in Clemenshall nur ca. 12 m beträgt. Localisirte, lappenförmige Einbrüche mögen allerdings durch Auswaschung vorbereitet sein. Die Spaltektonik scheint jedenfalls von geringem Einfluss auf die Mächtigkeit des Salzlagers gewesen zu sein. Die Verwerfungen oder Störungen der Lagerung bedingen nicht ohne weiteres den Schwund des Salzes und gestatten keine Rückschlüsse auf das Vorhandensein oder Fehlen desselben, da die Art und Richtung der Wasserführung der Spalten unbekannt bleiben muss. Wenn auch Unregelmässigkeiten des Salzlagers in der Nähe von Spalten liegen, so werden andererseits grosse Salzlager ohne wesentliche Änderungen ihres Bestandes durchschnitten. Das zum Salzbergwerk Kochendorf gehörende Gebiet wird übrigens von keiner der nachweisbaren Verwerfungen durchzogen.

Bisher wurde meistens ein zusammenhängender Wasserhorizont („Wasserhimmel“) angenommen, der mit der dolomitischen Bank über dem Anhydrit zusammenfällt und der durch die Anhydritdecke von dem Steinsalzlager geschieden wird. KOKEN hält ihn nicht für wahrscheinlich und daher auch die Abdichtung derselben von keiner praktischen Bedeutung. Schon die Thatsache, dass die in den Kochendorfer Schacht eingebrungenen Wasser eine Temperatur von 17° C. hatten, während draussen Frost herrschte (im Januar), beweist, dass diese Wasser eine grössere Tiefe passirt haben müssen, welche die der wasserführenden Schicht um 180 m übertrifft. Es handelte sich hier um Spaltenwasser, welche nur durch die poröse Dolomitschicht local ihren Abzug finden. Dafür spricht auch, dass der Wassereintrich bei Friedrichshall auf den Stand des Wassers in Offenau, Clemenshall, Wimpfen und Rappenau einwirkte, obwohl Verwerfungen den „Wasserhorizont“ hier mehrfach coupiren. Es hätte ausserdem eine Bewegung des Schichtwassers von Clemenshall nach Friedrichshall eine Steigung von 25 m zu überwinden. Demnach könnte ein Wassereintrich bei Friedrichshall nicht absaugend auf Offenau—Clemenshall wirken. Die unterirdischen Beziehungen erklären sich unter der Annahme eines Systems communicirender Spalten. Obwohl die Spaltenwasser den Horizont des Salzes zu passiren haben, brauchen sie deswegen nicht salzhaltig zu sein, denn gerade an diesen Stellen wird das Salz längst entfernt sein, während einer weitergreifenden Auflösung durch Bildung von Auskleidungen der Kluft, Letten etc., vorgebeugt ist.

Die Frage nach der räumlichen Form des Salzlagers wird dahin beantwortet, dass das Dach des Lagers eine ebene oder mässig gewölbte und die Sohle desselben eine nach unten gekrümmte Fläche gewesen sei, wie dies den natürlichen Hohlformen des Meeresbodens, in dem das Salz zum Absatz kam, entspreche.

Die Störungen tektonischer Art fallen in die diluviale Zeit. Die grosse Einmündung zwischen Gundelsheim und Besigheim wird von den altdiluvialen Schottern mitgemacht, welche im Norden und Süden bis 290 m hoch lagern, zwischen Ödheim und Neckarsulm auf 190 m herabsinken. Die Muldenform der Gegend beruht also auf relativ jungen Bewegungen, und zwar handelt es sich offenbar weniger um ein Einsinken als um langsame Hebungen, welche vom Neckar in gleichmässiger Arbeit überwunden wurden, ohne dass eine grössere Veränderung in der Zeichnung des Flussnetzes eintrat. Die Wimpfener Verwerfung durchsetzt dann sogar noch die Hochterrasse; kleinere Störungen scheinen noch bis in die Zeit der Niederterrasse sich fortgesetzt zu haben.

In dem stratigraphischen Theile der Kartenerläuterung werden die geologischen Formationen (oberster Muschelkalk, Lettenkohle, Keuper, Diluvium) besprochen.

Der oberste Muschelkalk, in zahlreichen Steinbrüchen erschlossen, wird gegliedert in:

- | | | |
|---------------------------------------|---|---|
| Obere <i>Semipartitus</i> -Schichten: | { | a) Stufe des glaukonitischen Kalkes
(„poröser Kalk“ ALBERTI'S).
b) Stufe der Bairdien-führenden Letten
und Mergel. |
| Untere | } | c) Stufe der <i>Semipartitus</i> -Bänke. |

Die Stufe a zerfällt wiederum in 3 Theile. Das oberste Drittel ist der eigentliche Glaukonitkalk mit *Myophoria Goldfussi* und *Trigonodus Sandbergeri*. Dann folgt der eigenthümlich gefaltete „Gekröse-kalk“ noch mit *Ceratites semipartitus*, und unten wieder körniger oder splitteriger Kalk, meist nur mit unbestimmbaren Resten. Die Biegungen des Gekrösekalces müssen in noch weichem Zustande erfolgt sein; sie sind oft sehr auffallend. Stufe b enthält den echten *Ceratites semipartitus*, Bairdien und local massenhaft Bactryllien, Stufe c den breitrückigen *Ceratites semipartitus*, doch auch noch den *C. nodosus*.

Lettenkohle und Keuper bieten wenig Bemerkenswerthes, dagegen ist das Diluvium in sehr interessanter Weise entwickelt. Auf den Höhen und an manchen Gehängen herrscht Löss und Lehm, sehr deutlich heben sich aber auch die verschiedenen Kiesterrassen heraus.

Die höchstgelegenen Schotter werden als Höhenschotter bezeichnet. Sie bestehen wesentlich aus Buntsandsteinen, die nach E. FRAAS vom Odenwalde herzuleiten wären. Die Entwässerung des Unterlandes würde also umgekehrtes Gefälle wie heute gehabt haben. Da aber selbst in den höchstgelegenen Schottern noch Gerölle des oberen Neckargebietes nachgewiesen werden konnten, ist diese Annahme nicht länger haltbar. Ebenso muss aus dem Vorkommen der vom Schwarzwald stammenden Buntsandsteine und (seltener) Granite gefolgert werden, dass die Abtragung schon zu Beginn der Diluvialzeit die Trias durchschnitten und das Grundgebirge erreicht hatte. Auch bei Tübingen sind Buntsandsteine in den höchstgelegenen Schottern vorhanden. Die sehr verschiedene, aber dem Muldenbau der Gegend conforme Lage der Höhenschotter wird durch Zahlen belegt.

Ausser dem Höhenschotter werden unterschieden:

Eine obere Hochterrasse, 175—180 m, mit Lehmdecke. Häufig als harte Nagelfluhe mit vielen, aber kleinen Geröllen von weissem Jura. Wo Höhenschotter umgearbeitet sind, mit grossen Buntsandsteinen und kieseligen Geröllen.

Eine untere Hochterrasse mit Lehmdecke bis zu 170 m.

Eine obere Niederterrasse mit aufgeschwemmter Lehm- und Lössdecke. Von ca. 149 m steigt diese Stufe besonders durch die Mächtigkeit des Lehmes bis ca. 160 m.

Der zur Niederterrasse gehörende Thalboden und seine Hochgestade. [Ref. glaubt zum Verständniss mancher Feldgeologen bemerken zu müssen, dass die unter Niederterrasse hier vorhandenen Ablagerungen anderwärts zum Alluvium gerechnet werden, insbesondere die von KOKEN als untere Stufe zusammengefasste Schichtenreihe.]

Zur Hochterrasse, und zwar anscheinend zu der unteren, gehören auch die im Leinthale und Böllingerbach-Thal verbreiteten Sande und Kiese mit reicher Säugethierfauna (darunter *Elephas antiquus*); sie entsprechen den Sanden von Mauer. Hierüber, über die Parallelisirung der Terrassen mit den subalpinen, und auch über den Löss finden sich nähere Mittheilungen in dies. Jahrb. 1900. II. 154.

Der Löss wird nicht weiter getheilt und sein allmählicher Übergang in die unter ihm lagernden Lehme, Sande und Kiese, auch die Wechselagerung mit solchen, an mehreren Profilen erläutert. Er wird im Wesentlichen als ein Zusammenschwemmungsproduct aufgefasst, das schliesslich wohl auch vom Winde noch weiter bewegt werden mochte. Die beobachteten Windschliffe an Geröllen der Hochterrasse und des Höhenschotters sind aber jüngeren Datums als die Entstehung des Lösses. Auch die asymmetrische Lage des Lösses an den Gehängen ist eine secundäre, nicht auf aeolische Ablagerung im Windschatten zurückzuführen. Die leichte Beweglichkeit des Stoffes lässt Löss und Lehm an den Gehängen immer neue Lagen suchen und einnehmen. Dabei stellen sich die charakteristischen Eigenschaften wieder her; auch solcher bergab geflossener Löss ist kalkhaltig, ungeschichtet, blättert ab, ist von Röhrenchen durchzogen und enthält unversehrte Schnecken.

Im Anhang werden noch zahlreiche Einzelprofile gegeben, sowie eine Discussion der wichtigsten, bei Anfertigung der Karte benutzten Bohrregister.

Leppla.

Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. 1:25 000.

Lieferung 88. Gradabtheilung 48. 1898. Blatt Wargowo (27) und Owinsk (28) von F. WAHNSCHAFFE, mit den S.—N. gerichteten Thälern der Samica und der Warthe.

Das Tertiär tritt als Miocän auf, Posener Flammenthon (55 m mächtig) und unterlagernde Braunkohlenbildung, mit sandiger Lette, Braunkohle und Glimmersand.

Das nur in geringem Umfange zu Tage tretende Unterdiluvium besteht aus Geschiebemergel, Sand und Grand, Thonmergel und Mergelsand, das Oberdiluvium aus Geschiebemergel, Diluvialsand und Thalsand. Die unteren Sande führen mehrfach Süsswasserconchylien. Das Alluvium wird aus Torf, Moorerde, Schwarzerde, Moormergel, Wiesenkalk, Raseneisen, Sand und Flugsand gebildet.

Die im Warthethal zum Absatz gelangten sandigen und grandigen Bildungen sind in verschiedene Terrassen gegliedert.

Blatt Sady (33) von G. MAAS.

Tertiär tritt nur an einem Punkte auf, als Thone mit phosphorit-führenden Glaukonitsanden (?Unteroligocän). Unterdiluvialsande bei Pawlowice führen *Pisidium*-Reste.

Blatt Posen (34) von B. KÜHN.

Das Tertiär, aus dem Posener Flammenthon und der Braunkohlenformation gebildet, zeigt eine recht unregelmässige Lagerung. Der Flammenthon hat eine beträchtliche Verbreitung.

Das Diluvium zerfällt in das der Hochfläche und in das Thal-diluvium. Die zwischen den beiden Geschiebemergeln liegenden Sande werden als „interglacial“ bezeichnet; sie enthalten vielfach Süsswasserconchylien, auch Reste der diluvialen Säugethiere; zwei bearbeitete Feuersteinbruchstücke sind von grosser Bedeutung. Das Thal-diluvium zeigt vier Terrassen.

E. Geinitz.

L. Duparc et L. Mrazec: Carte géologique du Massif du Mont-Blanc, avec Collaboration pour la région du Val Ferret et du synclinal de Courmayeur du Dr. F. PEARCE. 1: 50 000. Genf 1901.

Diese sauber ausgeführte Karte wird allen Lesern des Mont-Blanc-Werkes der Verf. (dies. Jahrb. 1900. I. -50-) unentbehrlich sein. Von den 15 verwandten Signaturen entfallen 5 auf die krystallinischen Gesteine (Granit, Aplit, granulitische Glimmerschiefer, Amphibolit und Quarzporphyr), die übrigen auf Carbon, Trias, Infralias, Lias, Dogger, Malm und Quaternär. Die topographische Unterlage bildet die ausdrucksvolle (mit Gebirgsschattirung) versehene Karte von A. BARBEY.

O. Mügge.

Geologische Beschreibung einzelner Ländertheile, ausschliesslich der Alpen.

M. Lohest: Discours, prononcée au XXV Anniversaire de la Société géologique de Belgique sur les progrès réalisés en géologie de 1874 à 1898. (Ann. de la soc. géol. de Belg. 25.)

Die Festrede bei Gelegenheit der Feier des 25jährigen Bestehens der Gesellschaft giebt eine summarische Übersicht über die Arbeiten der Gesellschaft zur Erforschung der geologischen Verhältnisse Belgiens. Holzapfel.

J. Gosselet: *Aperçu général sur la géologie du Boulonnais.* Extrait de l'ouvrage offert par la ville de Boulogne-sur-mer au XXVIII congrès de l'assoc. franç. pour l'avancement des sciences, 1899. (Zugegangen Juni 1901.) 50 p. mit mehreren Textfiguren.

Das hochinteressante, von französischen und englischen Geologen seit langer Zeit bevorzugte Gebiet stellt bekanntlich ebenso, wie seine Fortsetzung jenseits des Canals, das sogen. „Weald“, eine grosse, WNW. streichende, sattelförmige Heraushebung untercretaceischer Ablagerungen aus den oberen Kreide- und Tertiärschichten des Paris-Londoner Beckens dar. Abweichend vom Weald treten aber im Boulonnais im Kerne des Sattels noch ältere, jurassische und palaeozoische Gesteine zu Tage.

Die ältesten, dort bisher nachgewiesenen Ablagerungen, die Graptolithenschiefer von Caffers, gehören dem Obersilur an und stellen einen Ausläufer des über grosse Theile des Untergrundes von Nordflandern verbreiteten Brabanter Silurplateaus dar.

Noch in vordevonischer Zeit erfuhren diese Schichten eine Faltung (*ridement de l'Ardenne*, caledonische Faltung *Suess'*), denn das Devon des Boulonnais liegt überall discordant auf dem Silur. Die im N. des Silurplateaus befindlichen Devonschichten bilden die Fortsetzung der belgischen Mulde von Namur, in der nur Mittel- und Oberdevon entwickelt ist. Hierher gehören die berühmten, versteinerungsreichen Kalkmergel des unteren Oberdevon von Fergues. Die im S. des Silurplateaus auftretenden Devonbildungen dagegen stellen die Fortsetzung der belgischen Mulde von Dinant dar, und hier ist auch Unterdevon (im Boul. *Gedinnien*) vorhanden.

Das nun folgende Carbon setzt sich aus Kohlenkalk („Dinantien“) und den Aequivalenten unserer Saarbrücker Stufe („Westphalien“) zusammen. Letzterer gehören die Steinkohlenvorkommen von Hardingham und Rety an. Nach Ablagerung des Westphalien trat eine neue starke Faltung (*ridement hercynien*) ein, und daran schloss sich eine bis in die Jurazeit anhaltende Festlandsperiode. Denn die Trias [vielleicht richtiger Rothliegendes] ist nur durch rothe (denen von Malmédy vergleichbare) Conglomerate, Sandsteine und Letten vertreten, die bei Cap Gris-Nez in etwa 100 m Mächtigkeit erhohrt worden sind.

Erst mit Beginn des Bathonien wurde das Boulonnais wieder vom Meere überfluthet und nunmehr die ganze vielgliederige Reihe jurassischer Stufen bis zum Purbeck abgelagert. Zusammenhängend mit einer gegen Schluss der Jurazeit eintretenden, mit einer ziemlich starken Faltung verbundenen allmählichen Emersion des Gebietes weist indes schon das Purbeck brackische Merkmale auf.

Zu Anfang der Kreideperiode hatte sich ein ausgedehntes Festland gebildet, auf dem die limnischen Ablagerungen Englands und des Boulonnais (10—20 m fossilarme Sande, Thone und Eisensteine) entstanden. Sie liegen gleich den darüber folgenden marinen Schichten der unteren und oberen Kreide (Aptien, Albien, Cenoman, Turon und Senon) transgredirend und discordant auf den älteren Bildungen.

Gegen Ende der Kreidezeit tauchte das Land aufs Neue aus dem Meere heraus und durch atmosphärische Verwitterung entstand als ältestes Tertiärgebilde der bekannte „Argile à silex“. Das älteste marine Tertiär besteht aus nur 5 m mächtigen Sanden, die dem Eocän (oberen Landinien) angehören und discordant auf verschiedenen Gliedern der Kreide aufruhend. Jüngeres Eocän und Miocän fehlen im Boulonnais. Man darf daraus schliessen, dass nach Ablagerung der Sande des Landinien eine neue Emersion stattfand, die dem Gebiete seine bleibende Gestalt gab, dergestalt, dass es zusammen mit dem Weald und den Hügeln von Artois eine Festlandsscheide zwischen dem Becken von Paris und Hampshire und dem von Flandern und London bildete. Erst am Schluss der Tertiärzeit näherte sich das Meer wieder von Flandern aus dem Boulonnais und lagerte eisenschüssige Sande ab, die dem Pliocän (Diestien) angehören.

Ein besonderer Abschnitt der Arbeit ist der schon oft behandelten Denudation des Weald-Boulonnener Kreidesattels gewidmet. Seine Abtragung muss, wie BARROIS gezeigt hat, schon in vortertiärer Zeit begonnen haben. Sie wird aber auch in der Tertiärperiode fortgeschritten und hier durch die Hebung, welche die Gegend fast während jener ganzen Zeit erfahren hat, wesentlich unterstützt worden sein. Dass übrigens das Boulonnais schon seit alter Zeit häufigen und starken Bodenschwankungen unterworfen gewesen ist, geht aus der Thatsache hervor, dass alle grossen geologischen Formationen des Gebietes von einander durch ähnliche Denudationserscheinungen getrennt sind.

Die Entstehung des Pas-de-Calais mag mit der Ausbildung (SW. streichenden Querfalten und Brüchen, die dort in neuerer Zeit nachgewiesen worden sind) zusammenhängen.

Einige kurze Bemerkungen über die quartären Ablagerungen der Gegend schliessen die schöne Abhandlung. **Kayser.**

J. H. L. Vogt: Søndre Helgeland. (Norges Geolog. Under-søkn. No. 29. 178 p. 1 Taf. Mit deutschem Resumé. Kristiania 1900.)

Dieses Büchlein enthält mehrere Aufsätze über die Geologie des südlichen Helgelandes, d. h. des Gebietes zwischen 65° und 66½° n. Br. bis zum Ranenfjord. Es sind Fortsetzungen früherer Arbeiten von VOGT. Fast ausschliesslich herrschen dort regional metamorphe Schiefer und Kalksteine und ein lichter Na-reicher Granit, der bei der palaeozoischen Faltung des Gebirges empordrang, zwischen die Sedimente eingeschoben wurde und von Gabbros und Serpentinien begleitet wird. Auf der Insel Andö liegt eine Jurascholle in einer 400 m tiefen Grabensenkung auf Grundgebirge, ein Zeichen ausgedehnter postjurassischer Verwerfungen.

Der erste Aufsatz von VOGT behandelt die Morphologie des südlichen Helgelandes. Es stellt sich nämlich heraus, dass die durchschnittlichen Streichlinien und Faltungssaxen parallel mit der Längenrichtung der ganzen Bergkette laufen, ferner parallel der Küstenlinie und dem Steilabfalle gegen die oceanische Tiefe. Das alte Gebirge hat seit der mittelpalaeozoischen

Zeit trocken gelegen bis zum oberen Jura, ist stark abradirt, aber niemals völlig abgehobelt. Die bedeutende Absenkung gegen den Ocean scheint gleichzeitig mit der Faltung entstanden zu sein. Nach den Höhen lassen sich 4 Zonen unterscheiden, nämlich 1. der Schärenürtel mit einer breiten, flach unter der See liegenden Strandebene, 2. die Fjordzone, 3. eine Längsthalzone, 4. das Hochgebirge. Im Allgemeinen sind die Höhen in jeder nahezu constant, so dass die Isobasen wieder dem Gebirge und der Küste parallel laufen. Das Land dacht sich wie eine schiefe Ebene mit 40' Neigung ab. $2\frac{1}{2}'$ muss die postglaciale Hebung betragen haben, das ist fast genau so viel, wie jetzt der breite continentale Sockel der Strandebene abgebösch ist. Diese hat daher am Ende der Glacialzeit eine horizontale Lage gehabt und ist von glacialen Ablagerungen bedeckt gewesen, wie jetzt die Nordsee. Die grossen Thäler liegen ca. 1000 m unter den Gipfeln der benachbarten Höhen, die Fjorde 1200—1500 m, haben also eine stärkere Erosion erlitten; sie sind meistens tiefer als das Küstenmeer und verlieren in der Strandebene ihren typischen Charakter. Die höchsten Berge bestehen aus Granit, Gabbro, Serpentin und Gneiss, und je grösser die Felder sind, um so höher die Berge. Die Kalke sind mehr erodirt und lieferten die Längsthaler, die breit, offen und U-förmig gestaltet sind. Senkrecht zu diesen laufen schmale Querthäler. Die ganze Combination deutet auf fliessendes Wasser und eine präglaciale Erosion hin, die im Ganzen $2\frac{1}{2}$ km Höhe von dem Gebirge abgetragen haben mag. Die Gletscher haben diese präexistirenden Rinnen benutzt, vertieft und z. Th. gereinigt. Dazu kommt postglaciale Flusserosion. Das auffallendste morphologische Moment ist die flache, niedrige „Strandebene“, eine Küstenzone, die wie eine Hütkrümpe das hohe Land gegen den Ocean umsäumt und gegen 45 km Breite besitzt, ehe sie schroff zu den oceanischen Tiefen absinkt. Sie läuft längs der ganzen norwegischen Küste und trägt den Schärenhof, eine Menge durch seichtes Wasser getrennte Inseln auf schwach geneigter Fläche. Diese ist eine typische Meeresabrasionsebene mit 40' Böschungswinkel. Im Ganzen müssen dort ca. 4—500 m abgetragen sein. Strandebene und Eiszeit gehören genetisch nicht zusammen. Erste ist sicher postjurassisch und ferner präglacial, reicht nicht in die Fjorde hinein, die daher durch Gletscher nachträglich vertieft sein müssen. Die Strandlinien sind ebenfalls eine unabhängige Erscheinung und spätglacial. Am Schlusse der Eiszeit bei deren Einnagung lag das Festland in Helgeland niedriger als zur Zeit der Strandebenenabration, in beiden aber niedriger als jetzt.

Der zweite Aufsatz lautet: Quartärgeologie des südlichen Helgelandes von RECHSTAD und VOGT. Die Flussrichtung der Gletscher ging senkrecht zur Längserstreckung des Gebirges. Am Ende der Eiszeit folgten sie den einzelnen Thälern und Fjorden und schufen an deren Ausgang vereinzelt Endmoränen. Strandlinien und Terrassen sind viel vorhanden, die oberste bezeichnet die höchste marine Grenze mit 168 m ü. d. M. Andere liegen näher der Küste auf 137, 125, ferner 110 und 100 m; auf den äussersten Inseln nur auf 96—92 m, ja sogar durch marine Höhlen bestimmt auf 65 m. Die Hebung ist im Innern des Landes grösser gewesen als aussen und ist

zu 2' 30" bis 3' 8" bestimmt. Die Isobase für 0 m fällt annähernd mit der Steilabfalllinie zusammen. Daraus folgt, dass nur der Continent und sein Sockel, nicht aber die Oceantiefe der postglacialen Hebung unterworfen waren. Im Allgemeinen muss der jeweilige Stand des Meeres ziemlich constant gewesen sein. Die Terrassen sind 10—20 m, selten 40—50 m breit, treten an Stellen starken Stromes, z. B. an Ausgängen der Fjorde auf, haben am Rande oft tiefe Höhlen und werden als Wirkungen des Eisfusses erklärt, eine Erscheinung, die man neuerdings in Grönland beobachtete, wo das Eis entlang den Fjordseiten die Felsen zersprengt, den Schutt beim Abtreiben mitnimmt und so die Linien schafft. Auch niedrige Terrassen kommen vor, und auf diesen hat sich die arktische Fauna gefunden; die allertiefsten enthalten die heutigen Mollusken. Sehr interessant sind die marinen Höhlen, deren beste Repräsentantin das durch den ganzen Felsen gehende Loch auf der Schäre Torghatten ist. Die Höhenlage zeigt den Zusammenhang mit einer Terrasse, die Felsen sind wie von Wellen beleckt. Die Ströme im Meere müssen in der späteren Eiszeit ähnlich gewesen sein wie jetzt. Kristianiagesteine (Rhombenporphyre) liegen in dem Terrassenschutt 40—50 m ü. d. M. und können nur von Süden her durch schwimmendes Eis transportirt worden sein. Sehr interessant ist ferner die Masse von Feuersteinen, deren Ursprungsort möglicherweise Dänemark ist.

Der dritte Aufsatz behandelt die Silbererzgänge von Svenningdalen und ist von VOGT verfasst. 44 km südlich von dem kleinen Hafen Mosjöen liegt ein ca. 1 km breites Erzfeld, das aus Parallelgängen besteht, die das Streichen der Urkalke und Hornblendeschiefer in der Nähe von Granit senkrecht durchschneiden. Manche sind jünger, manche älter als der letztere, so dass die Bildung der Erze in die lange Periode der Gebirgsfaltung und Granitintrusion fällt. Die Spalten längs der Grenze des Eruptivgesteins hängen jedenfalls mit der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Gesteine zusammen. In der Gangausfüllung hat Svenningdalen grosse Ähnlichkeit mit der kiesigen Bleiformation zu Freiberg i. S. Das Gangmineral ist Quarz, die Erze sind silberhaltiger Bleiglanz, Zinkblende, Rothgiltig, Schwefelkies, Kupferkies und Fahlerz. Gangkreuze wirken auch hier veredelnd. Im Durchschnitt betrug die Ausbeute pro m² Gangfläche $\frac{2}{3}$ — $\frac{3}{4}$ kg Ag und 15—20 kg Pb und ebensoviel Zn, Spuren von Au und einige Kilogramm Cu. Die Ausfüllung erfolgte durch aufsteigende Quellen, selbst der Quarz wurde so gebildet, da er SiO₂-freien Kalk und Dolomit durchsetzt. Seit 1890 ist der Betrieb wesentlich eingeschränkt.

Deecke.

A. G. Högbom: Om Ragundadalens geologi. (Sveriges Geol. Undersökn. Ser. C. No. 182. Stockholm 1899.)

Das Ragunda-Massiv, im östlichen Theil der Provinz Jemtland und im angrenzenden Theil der Provinz Ångermanland (um 63° n. B. und 16° w. L.) durchsetzt archaische Gneisse, Hälleflintgneisse und Granite und ist

somit jünger als diese, postarchaisch. Die Gesteine des Massivs werden als Granite, Syenite und Diabas charakterisirt; die zwei ersteren nehmen die Ränder, der Diabas die centralen Partien des Massivs ein; die granitischen Gesteine bedecken den Diabas und werden ihrerseits von einem Gewölbe des Grundgebirges bedeckt. Hiernach ist leicht verständlich, warum der Diabas nur in tieferen Erosionseinschnitten sichtbar wird. Die domförmigen Berge, welche zum grössten Theil aus Ragunda-Granit bestehen, sind aus dem Grundgebirge durch Denudation so vollständig herauspräparirt, dass nur kleine Reste der ursprünglichen Bedeckung noch übrig sind und werden als parasitische Lakkolithen aufgefasst, die sich an das grössere gewölbte lakkolithische Massiv anschliessen. Das Ragunda-Massiv als ein Ganzes ist jedoch auch nicht als einheitlicher Lakkolith, sondern eher als ein Schwarm auf gleichem oder fast gleichem Niveau befindlicher und miteinander verbundener Lakkolithen aufzufassen. Die Unterlage dieses postarchaischen Lakkolith-Complexes ist nicht erreicht, scheint jedoch nicht allzu tief zu liegen und von Gneissen oder archaischen Graniten gebildet zu sein.

Dieses Lakkolith-Gebiet ist in mehreren Beziehungen sehr interessant; es beweist, dass jüngere Lakkolithe auch dem Grundgebirge, einem echten Grundgebirgs-Granit, eingeschaltet werden können, und dass der Diabas auch lakkolithisch auftreten kann. Aus mehreren Gründen wird es wahrscheinlich, dass der Diabas ringsum von den saureren granitischen Gesteinen umschlossen liegt, besonders daraus, dass der Diabas durch später aufdringenden Granit so vollständig zersplittert ist, dass er eine mittels Granitadern verkittete Diabasbreccie genannt werden kann.

Mit dem Ragunda-Massiv sind mehrere (ungefähr 30) Gesteinsgänge verbunden; im Allgemeinen bestehen diese aus basischen Gesteinen (Porphyriten und Melaphyren); zwei Gänge bestehen aus Quarzporphyr und nur einer aus Syenitporphyr. Die Eruptionsfolge des Gebietes ist: 1. Basische Gesteine als Gänge vorkommend, 2. Quarzbiotitdiabase (Ragunda-Diabase), 3. Granite (Ragunda-Granite) und Syenite (Ragunda-Syenite), 4. Quarzporphyre, Syenitporphyre, Diabasporyhyre und Melaphyre.

Petrographie. Der Ragunda-Granit ist ein hellrothes, mittelkörniges Gestein, arm an dunklen Mineralien, hauptsächlich aus Orthoklasperthit und Quarz zusammengesetzt. Biotit, grüne Hornblende und Magnetit kommen immer untergeordnet und oft ganz sporadisch vor; Zirkon ist nicht selten, Titanit dagegen nur einige Mal beobachtet. Gewöhnlich kann keine bestimmte Krystallisationsfolge beobachtet werden; nicht selten kann man jedoch der allgemeinen ROSENBUSCH'schen Regel entgegengesetzte Ausscheidungsfolge beobachten: Quarz, Feldspath, Hornblende und Glimmer.

Am Contactrand gegen das Grundgebirge und in kleinen Apophysen geht die Structur in eine mikrogranitische, granophyrische oder porphyrische über, wobei die Perthiteinsprenglinge oft eine helle Plagioklasumrandung bekommen.

Durch eine mehr oder weniger vollständige Orientirung der in den Feldspatheinsprenglingen eingewachsenen Quarzkörner wird eine Pegmatit-

structur hervorgerufen, die als ein Resultat schneller Krystallisation aus übersättigtem Magma gedeutet wird.

Durch Anreicherung von Biotit, Hornblende, Magnetit, Augit und Olivin, sowie durch gleichzeitiges Zurücktreten des Quarzes geht der Granit in einen quarzarmen bis quarzfreien Syenit über, dessen Structur mit derjenigen des Granites übereinstimmt.

Der Diabas ist ophitisch struirt, der diallagähnliche Augit sowie der Quarz und der Orthoklas bilden eine Intersertalmasse zwischen den Plagioklasen; zuweilen kommt der Orthoklas und der Quarz in schriftgranitähnlicher Verwachsung vor (wie im Konga-Diabas, TÖRNEBOHM); der Biotit ist ziemlich gleichmässig vertheilt. Die Structur des Diabases nähert ihn oft den Dioriten, indem der Plagioklas und die basischen Elemente mehr isometrische Formen annehmen.

Als Blöcke sind monzonitähnliche Zwischenformen zwischen Granit und Diabas angetroffen; der Augit wird stengelig, wodurch die ophitische Structur in eine granophyrische übergeht. Diese Zwischenformen scheinen keine Mischungsgesteine zu sein, sondern intermediäre Differenzirungsproducte desjenigen Stamm-Magmas, als dessen Endglieder der Diabas und der Granit anzusehen sind.

Es kommen nämlich auch Gesteine vor, die deutlich aus einer mehr oder weniger intimen Mischung (Resorption) resultiren; die Resorption scheint um so intensiver gewirkt zu haben, in je grösserem Gegensatz in chemischer Beziehung die Mischungsglieder stehen.

Analysen von Gesteinen aus dem Ragunda-Massiv.

	Granit	Syenit	Diabas	Syenit- porphy	Melaphyr	Melaphyr
SiO ² . . .	70,70	55,73	52,29	67,75	47,89	47,18
TiO ² . . .	0,03	0,34	0,24	0,24	0,62	0,59
Al ² O ³ . . .	13,13	15,47	14,99	13,37	15,34	15,76
Fe ² O ³ . . .	2,73	8,16	6,77	4,82	6,29	6,11
FeO	0,69	3,88	3,70	1,69	6,01	5,38
MnO	0,13	0,76	0,50	0,38	0,34	0,56
CaO	1,15	3,56	7,62	1,04	10,18	9,18
MgO	0,49	0,99	5,95	0,44	7,53	7,78
K ² O	4,41	4,86	2,26	5,13	0,44	0,44
Na ² O	4,94	5,09	4,16	4,24	2,66	3,09
H ² O	1,49	0,95	1,65	1,13	2,92	3,89
	99,89	99,79	100,13	100,23	100,22	99,96

Eigenthümlich für den Granit und den Syenit ist ihr geringer Magnesiagehalt bei relativ hohem Gehalt an Fe-Oxyden.

Die **Quartärgeologie** des Gebietes wird im zweiten Theil der Abhandlung eingehend geschildert. Verf. selbst referirt diesen Abschnitt mit folgenden Worten:

„Zur Zeit, da das Landeis abschmolz, bildete das Ragunda-Thal bis zu etwa 250 m über der heutigen Meeresoberfläche einen fjordähnlichen

Meeresarm. Auf dem Boden dieses Fjords wurden theils fluvioglaciale Schotter- und Sandmassen unmittelbar an der Vorderkante des Landeises abgelagert, theils auch in weiterer Entfernung davon bänderthonartige Sedimente niedergeschlagen. Erstere wurden für die spätere geographische Entwicklung des Thales von grösster Bedeutung. Besonders am östlichen Ende des heutigen Sees Gesunden und des im Jahre 1796 durch eine Katastrophe ausgeleerten Ragunda-Sees (vergl. Karte, Taf. II und Fig. 19) hatten sich diese fluvioglacialen Massen in grosser Mächtigkeit angehäuft, so dass der Indalsfluss, als er bei der allmählichen postglacialen Landhebung sich durch das Thal seinen Weg bahnte, nicht seine alte präquartäre Flussrinne wiederfand, sondern für längere oder kürzere Strecken abgelenkt wurde. So entstanden die 78—80 m mächtigen Krängedefälle, die zu den grossartigsten in Skandinavien gehören, und der ebenfalls stattliche 28 m hohe Storforsen (nunmehr Dödafallen = todter Fall), welcher im Jahre 1796 durch die eben genannte Katastrophe trocken gelegt wurde. Die Höhen dieser Fälle entsprechen einigermaassen den grössten Tiefen der hinter ihnen gelegenen Seen Gesunden und Ragunda-See; und es ist kein Zweifel, dass diese Seen eben durch die fluvioglacialen Ablagerungen aufgedämmt worden sind. Den positiven Beweis dafür findet man am unteren Ende des Ragunda-Sees. Die fluvioglacialen Bildungen, welche wie eine Barrière den See (in unmittelbarer Nähe der heutigen Eisenbahnbrücke) aufstauten, wurden nämlich im Jahre 1796 durchbrochen, wobei sich der 27 km lange und bis 30 m tiefe See in einigen Stunden entleerte, der Storfors trocken gelegt wurde, ein neuer Fall, der 17 m mächtige Hammerforsen am entblössten Seeboden entstand und der Indalsfluss in dem Boden des Sees und einige Kilometer weiter nach unten eine neue Bahn bekam. Es zeigt sich nun, dass der Fluss dabei unter den Thonlagern des Seebodens eine mehrere Kilometer lange sehr markirte Felsrinne wiederfand (Fig. 16). Diese Rinne ist übrigens interessant durch die grossartigsten fluvioglacialen Erosionserscheinungen (Fig. 17). Die Verhältnisse bei Gesunden (Tjernviken) und dem von dort sich nach Osten streckenden tiefen Thal sind so vollkommen gleichartig, dass man ganz sicher auch hier nur durch das Durchschneiden einer etwa 100 m breiten und 10 m hohen Barrière den Gesunden-See entleeren, den Fluss durch dieses Thal ableiten und die Krängedefälle trocken legen könnte. Dass manche andere unserer Flussthalseen ganz analoge Aufstauungsseen und gar keine Felsbecken sind, scheint aus dem, was hier zu lernen ist, nicht zweifelhaft.“

Die durch den allmählichen Rückgang des Storfalles gebildete Schlucht (Fig. 18 und 24) mit einer Länge von etwa 900 m und einer Tiefe von 20—30 m ist im Grundgebirge ausgegraben; da der Fall nur etwa während der halben postglacialen Zeit existirt hat, sind die Dimensionen dieser Felsrinne ein Zeugniß von der Gewaltigkeit desselben.

Betreffend der noch viel grösseren Felsrinne des jetzigen Flusses (Fig. 16) wird die Möglichkeit hervorgehoben, dass sie durch subglaciale Erosion gebildet worden sei. Die grossartigen fluvioglacialen Riesentöpfe (Fig. 17 und 18) in dieser Schlucht sind bemerkenswerth auch aus dem

Gesichtspunkte, dass sie einen guten Beweis liefern für die auch aus anderen Gründen wahrscheinliche Auffassung, dass die subglacialen Gletscherflüsse durch den Druck des im Eise stehenden Schmelzwassers hervorgerufen wurden. Hier kann nämlich am Ende der Eiszeit ein Fluss gar nicht existirt haben, weil das Meer damals mehr als 100 m hoch über dem Thalboden stand. Der Druck des in den Spalten befindlichen Gletscherwassers muss folglich hinreichend gewesen sein, um nicht nur den Gletscherfluss hervorzutreiben, sondern auch eine intensive Erosion zu bewirken und alles das Material herauszuspülen, welches an dem Rande des Eises die fluvioglaciale Barrière bildete, deren späterer Durchbruch die Katastrophe vom Jahre 1796 verursachte. In den losen Sedimenten des entleerten Ragunda-Sees hat sich der Fluss bis zu 20—30 m tief eingegraben und dadurch an mehreren Stellen schöne Profile entblösst, in welchen nicht nur die oft an Pflanzenresten ausserordentlich reichen Seesedimente, sondern auch die älteren Fjordsedimente und die fluvioglacialen Bildungen zu sehen sind (Fig. 20—22).

Äolische Erosionsphänomene und damit verbundene Dünenbildungen eigenthümlicher Art kommen am alten Seeboden und in dem vom Flusse in diesem gebildeten Steilufer vor (Fig. 25—26). Die hier stattfindende äolische Erosion, mit der Flusserosion bei Hochwasser combinirt, wird in kurzer Zeit, wenn nicht Maassregeln dagegen genommen werden, den Fluss in eine tiefe Schlucht (Fig. 26) ablenken und dadurch den gewaltigen Hammerfelsen trocken legen. Es wäre dieser Process nur ein Glied in der Serie von Umwälzungen, die im Jahre 1796 begannen und leicht weiter um sich greifen könnten, sodass der Fluss durch das Ragunda-Thal in seinen präquartären Lauf zurückgelenkt und die durch fluvioglaciale und jüngere Sedimente gestörte Continuität des Flusslaufes wieder hergestellt würde.

Mechanische Verwitterung wird in dem Gebiete an verschiedenen Stellen in grösserem Maassstabe beobachtet, als es für die geographische Breite und das herrschende Klima gewöhnlich ist. An der von Flugsand überstrichenen Oberfläche, auf der Windseite der Dünenzone, sind die zurückgebliebenen Rollsteine zum grössten Theil in scharfeckige Fragmente zerfallen (Fig. 27), was hier um so bemerkenswerther ist, als sie nur während einiger Jahrzehnte — und die Mehrzahl der Steine ganz sicher nur viel kürzere Zeit — entblösst gewesen sind. Auffallend ist die Erscheinung, dass an manchen Steinen (Fig. 27) die Risse nach der einen Seite sehr breit werden können, während sie an der anderen Seite kaum oder nicht merkbar sind. Einer tiefgehenden mechanischen Grusverwitterung sind der Syenit und die syenitartigen Granite des Gebietes anheimgefallen. Besonders ist dies an der Südseite von Rödsandbergen der Fall, wo Talus-Bildungen von 40—60 m Höhe an dem Fusse der Berge aus solchem Grus gebildet sind (Fig. 28). Dieser scharfeckige Syenitgrus wird mit Vortheil zum Strassenschotter verwendet, und man sagt, dass die entleerten Grusgraben nach einiger Zeit durch die fortgehende Talus-Bildung wiederum ausgebeutet werden können. Der Granit

und die Diabasbreccie zerfallen nicht in Grus, sondern in grössere Blöcke, die oft in so grosser Menge die Bergseiten bedecken, dass festes Gestein nicht zu sehen ist.

Am Ende der Abhandlung werden mit Hinblick auf die immer grösser werdende Touristenfrequenz in dieser naturschönen und für den Naturfreund interessanten Gegend einige Excursionspläne mitgetheilt.“

Anders Hönig.

P. Moderni: Note geologiche preliminari su i dintorni di Leonessa in provincia di Aquilas. (Boll. Com. Geol. Ital. 31. 338—354. Mit Tafel. 1900.)

Nördlich vom obersten Velino-Thale und NO. von Rieti liegt ein kleines pleistocänes, seit dem Durchbruche des Fosso Tascino trockengelegtes Seebecken, das mit seiner Umgebung Gegenstand der geologischen Untersuchung war. Die Berge rings umher sind Falten des Appennins, die durch verschiedene Brüche durchsetzt werden und so abgeschnitten sind, dass mitten im Gebirge dieser einst abflusslose Kessel entstand. Das tiefste Glied der Formationen ist Hauptdolomit, der nur an einigen Punkten unter liasischer Decke sichtbar wird. Der Lias in kalkiger und kalkigmergeliger Facies lässt sich in seine drei Theile gliedern, von denen der mittlere verkieste Ammoniten führt. Auch oberer Jura, Tithon, ist als Aderkalk an wenigen Stellen entwickelt. Discordant liegt auf dem Lias im Allgemeinen die Kreide und über dieser Schiefer unbekanntes, vielleicht eocänen Alters. Auch Sandstein, der als Miocän gedeutet wurde, kommt vor. Das Alluvium besteht aus Schottern und Tuffen, die den Kessel erfüllt haben, und enthalten local Braunkohlenflötze. Sehr bemerkenswerth sind die in der Tiefe durch den Regen zusammengespülten vulcanischen Aschen. Dieselben treten auch in den Thälern des adriatischen Gehänges längs des Appennins auf und sollen von den römischen Vulcanen herrühren. Diese zu Mörtel benutzten Tuffe bei Leonessa bilden ein wichtiges Bindeglied zwischen den an der Ost- und Westseite des Gebirges aufgehäuften Aschenmassen.

Deecke.

P. Moderni: Osservazioni geologiche fatte nel 1899 al piede orientale della catena dei Sibillini. (Boll. Com. Geol. Ital. Roma. 31. 181—188. 1900.)

In den Monti Sibillini, welche westlich von Ascoli Piceno den ersten Kamm des Appennins bilden, treten am Monte Vettore liassische Dolomite und Kalke mit Ammoniten hervor. Dieselben fallen westlich und tragen als Gipfel der Kette Kalke des Malm, auf die sich dann die Kreide in breitem Bande legt. Am Ostfusse des Vettore ist eine Überfaltung der senonen Scaglia erkennbar; letztere enthält nirgends Nummuliten, gehört also wahrscheinlich ganz der oberen Kreide an. Das Tertiär setzt mit einem Nummulitenkalk ein, der Schieferthone und Mergel ablöst oder sich

zwischen diese einschiebt. Die Stellung dieser Schichten ist lange zweifelhaft gewesen, sie sind für Mittleocän und Miocän oder für beides gehalten; es scheint die erstere Auffassung richtiger zu sein. Wie in Umbrien liegt an einigen Stellen eine *Pecten*-Bank unter dem Nummulitenhorizont; auch diese ist für Miocän erklärt. Das eigentliche Miocän besteht aus Sandsteinen, die z. Th. zu regelmässigen Mulden zusammengeschoben sind, ebenso sind die Thone und sandigen Mergel des Pliocäns gefaltet.

Deecke.

M. Casseti: Nuove osservazioni geologiche sui monti di Gaeta. (Boll. Com. Geol. Ital. Roma. 31. 174—180. 1900.)

In der Umgebung von Gaeta und Itri-Formia kommen mehrere Dolomitzone in den dort entwickelten mesozoischen Schichten vor. Diese Dolomite sind früher für Kreide gehalten, es ist aber wahrscheinlicher, dass die tieferen dem Lias und der Kreide zuzurechnen sind. Der unterste, voraussichtlich triadische, bituminöse, braune Dolomit kommt nur in den tiefsten Aufbrüchen der Gewölbe zu Tage und ist fossilleer, der mittlere Dolomit wechsellagert mit Kalken, die *Terebratula Rotzoana*, *T. Renieri* und *Megalodus* sp. enthalten. Er gehört dem mittleren Lias an, der obere ist cretaceisch, minder fossilleer und wird überlagert von den Kalken mit *Toucasia*. Diese sind aber in der Serie der italienischen Kreideformation noch nicht sicher eingeordnet, da sie hier bei Gaeta mit Kalken, die *Gryphaea* cf. *vesicularis* führen, gleichalterig sein müssen.

Deecke.

M. Blanckenhorn: Neues zur Geologie und Palaeontologie Ägyptens. I. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1900.)

Mit diesem Aufsatz eröffnet Verf. eine fortlaufende Reihe von Abhandlungen über die neuesten Forschungsergebnisse in Bezug auf die Stratigraphie der Sedimentärformationen Ägyptens, die zusammen eine Übersicht über die ganze geologische Vergangenheit Ägyptens seit der Carbonzeit gewähren sollen. Verf. war zuerst 1894 in Ägypten und am Sinai, später von 1897—1899 Mitglied der Geological Survey of Egypt, eines zu vorwiegend praktischen Zwecken im Jahre 1896 errichteten Instituts. Seit 1899 ist er mit der Bearbeitung seines in den verschiedensten Gebieten des nördlichen Ägyptens persönlich gesammelten Materials und gleichzeitig mit dem Studium der SCHWEINFURTH'schen Sammlung im Berliner Museum für Naturkunde beschäftigt.

Der vorliegende I. Theil behandelt die carbonischen und cretaceischen Ablagerungen Ägyptens und des Sinai.

Unter dem Namen nubischer Sandstein werden hier im Sinne seines Urhebers RUSSEGER (Reisen. 2. (1.) p. 275) alle älteren Sandsteine Ägyptens, des Sinai und Palästinas zusammengefasst, welche den fossilreichen Kreideablagerungen zur Basis dienen und andererseits als Decke der massigen krystallinen Gesteine und der ihnen folgenden Grauwacken

g*

erscheinen. RUSSEGER glaubte 1843 noch, dass er „der unteren Kreidereihe, dem Grünsandstein, angehöre“. Seitdem hat die fortschreitende Forschung festgestellt, dass es sich hierbei um sehr ungleichzeitige Bildungen handelt. 1. Der älteste Theil am Wadi Arabah gehört sicher dem Obercarbon und vielleicht (am Sinai) noch dem unteren Perm an. Dieser Theil zeichnet sich am Sinai durch Eisenmangan, Kupfererz und Türkisführung aus. 2. Das Alter eines zweiten fossilereeren Theils ist zweifelhaft. Er mag der Rückzugsperiode gegen Ende des Carbons und Beginn des Perms oder schon der Kreide angehören. 3. Der dritte Theil leitet die grosse cenomane Transgression in Syrien, am Sinai und in dem nördlichen Ägypten bis etwa zum 27° 20' n. Br. ein (nicht 28°, wie es irrthümlich auf p. 28 und 29 heisst). 4. Der Sandstein des übrigen Ägypten und Nubiens südlich von einer Linie Gebel Sēt—Qeneh, vom Qeneh-Fluss aufwärts und an den grossen Oasen der Libyschen Wüste ist endlich senonen Alters, und zwar theilweise (in der Arabischen Wüste) unterse- nonen, theilweise (in der Libyschen Wüste) mittelsenon.

Es folgt die Besprechung der über dem Sandstein folgenden Kreidelagerungen. Dem Cenoman werden von den schon durch ZITTEL erwähnten Vorkommen in der Arabischen und Libyschen Wüste 3 neue zugefügt: 1. am Gebel Schebrewet im S. der Station Faijid an der Suez-eisenbahn, dem nordöstlichsten Berge Ägyptens zugleich dem nördlichsten Kreidenvorkommen; 2. bei Abu Roasch, wo die ältesten aufgeschlossenen sandigen und kalkigen Schichten mit kleinen Rudisten, Austern und Seeigeln vorläufig dem Cenoman eingereiht werden; 3. in der Oase Baharije nach BEADNELL's Aufsammlungen mit vielen Seeigeln und *Neolobites Vibrayeanus*.

Das Turon ist in Ägypten nur an einem Punkt mit Sicherheit nachgewiesen, an allen übrigen zweifelhaft und scheint ähnlich wie in mehreren Theilen Syriens, des Sinai und Algeriens in das mächtige Cenoman aufzugehen, ohne durch Fossilien charakterisirt zu sein. Dieser eine Punkt ist bei Abu Roasch, nordwestlich von den Grossen Pyramiden, wo dem Turon zum mindesten ein Complex von 15—20 m Kalk mit *Trochactaeon Salomonis*, *Nerinea Requienianu* und *Biradiolites cf. cornu pastoris* zufällt.

Im Senon lassen sich 3 Etagen auseinanderhalten:

a) Das Santonien oder Untersenon erscheint nur im Norden und Osten Ägyptens. In der Arabischen Wüste vom Wadi Arabah bis zum Wadi Beda bei Kossēr mit *Ostrea Boucheroni*, in der Libyschen Wüste bei Abu Roasch mindestens 40 m stark mit *Ostrea acutirostris*, *Boucheroni*, *Brossardi*, *Heinzi*, *Bourguignati*, *dichotoma*, aff. *proboscidea*, *Costei*, *Plicatula* aff. *Ferryi*, *Janira tricostrata*, *Tissotia Tissoti* und einigen localen Seeigelarten.

b) Das Campanien oder Mittelsenon ist in der Arabischen Wüste bis zu 380 m mächtig und überall verbreitet. Ihm gehören auch die Phosphate und bituminösen Kalke des Sinai und der Arabischen Wüste an. Von Fossilien werden genannt: *Hippurites vesiculosus*, *Ostrea Villei*, *ianigena*, *laciniata* und *larva*, *Gryphaea vesicularis*, *Roudairia*, *Trigono-*

arca multidentata, *Arctica Barroisi*, *Pecten farafrensis*, *Baculites syriacus*, *Hamites*, *Ptychoceras*, *Heteroceras polyplacum*, *Anisoceras*. Diesen Schichten entsprechen in Palästina die baculitenreichen bituminösen Kalke und Phosphate der Wüste Juda, in Ostindien die Valudayur-Beds oder *Anisoceras*-Schichten und die *Trigonoarca*-Schichten von Rayapudupakam, woraus sich das Bestehen einer directen Wasserverbindung mit dem Indischen Kreidemeer ergibt.

c) Das Danien scheint wie in Palästina und dem Sinai auch in der östlichen Ägyptischen Wüste nicht vertreten zu sein. Die von ZITTEL dazugezogenen Austerbänke am Nil fallen noch dem Campanien zu. Um so ausgedehnter und mächtiger wird das Danien in der Libyschen Wüste, wo schon ZITTEL eine Dreitheilung vornahm. Den untersten Schichten der *Exogyra Overwegi* gehören die reichen Phosphatlager der Oase Dachl an. Die obere Grenzschicht gegen das Eocän bildet der schneeweisse kreidige Kalk (White Chalk) mit *Ananchytes ovata*, Foraminiferen, Spongien, unter denen eine *Becksia* Beachtung verdient, Korallen und *Pecten farafrensis*.

M. Blanckenhorn.

E. Fraas: Geognostisches Profil vom Nil zum Rothen Meer. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 52. Heft 4. 1900. 1—50. Mit Taf. XXIII u. 21 Textfig.)

Verf. durchquerte im Auftrage einer ägyptischen Gesellschaft im April und Mai 1897 zwei Mal die ägyptisch-arabische Wüste zwischen Qeneh und Kossër, wo der kürzeste und wichtigste Verbindungsweg zwischen Nil und Rothem Meer sich befindet. Das auf der beigegefügteten Tafel gegebene geognostische Profil vom Nil zum Rothen Meer stellt eine Combination der beiden vom Verf. eingeschlagenen Routen der nördlichen Rásafa-Linie und der südlichen Mochah-Linie dar. Die mitgebrachte fossile Fauna liess Verf. durch den Ref., die Gesteinsproben durch Dr. Финскн untersuchen.

Der südnördlich gerichtete Theil des Nilthales zwischen Theben und Qeneh ist bedingt durch eine Doppelverwerfung auf der linken Uferseite, welche den Gegensatz zwischen den Kreideablagerungen im O. und den drei Eocänplateaus im W. erklärt.

Auf der Querreise wurden vom alluvialen Culturland des Nil an angetroffen: Eine pleistocäne Terrasse aus humosem Thon, Sand und Kiesdecke, dann am Djebel Umm Kerenat (bei BARRON El Qurn) Campanien in Gestalt von Gyps und salzhaltigem Thon, Sandstein und sandigen Mergeln, Kalkmergeln mit Feuerstein und Kalkbänken, welche reich an *Ostrea Villei* Coq., *Trigonoarca*, *Protocardia biseriata*, *Cardita* und *Roudairia* sind und von Cephalopoden nur *Heteroceras polyplacum* führen. Nach O. folgt eine weite, niedrige Terrassenlandschaft, gebildet aus dem nubischen Sandstein, der hier im Liegenden des Campanien das Santonien repräsentirt und in einer sandigen Kalkbank zahlreiche *Ostrea Boucheroni* und *Bourguignati* enthält.

Nach einer Verwerfung, an welcher das westliche Sandsteingebiet um 100 m abgesunken ist, gelangt man in das ältere Gebirge. Zwischen Qeneh und Kossër weist dieses centrale Gebirge eine auffallende Breite auf, was damit zusammenhängt, dass hier der weiter nördlich von N. nach S. streichende Gebirgskamm eine Schwenkung gegen O. zeigt und einige Zeit westliches Streichen annimmt. Erst am Djebel Moschähgir tritt wieder die alte Streichrichtung auf und der Centalkamm setzt sich nun in der ursprünglichen NS.-Richtung fort, aber mit einer Verschiebung um 20 km gegen O. Mit diesen Umbiegungen stehen tektonische Störungen und Aufbrüche von Eruptivgesteinen in Zusammenhang. Auf der topographischen Karte drücken sie sich auch in der S-förmig wechselnden Richtung der einzelnen Höhenzüge, in der geologischen Karte in dem gekrümmten Verlauf der Farbzonen aus. Verf. unterscheidet eine westliche Zone von altpalaeozoischem Grauwackengestein und eine östliche von archaischen Schiefergesteinen mit einer Gneisszone in der Mitte. Die Grauwacke ist bald feinkörnig lauchgrün, bald conglomerat- und breccienartig und dann buntfarbig. Hier liegen die berühmten Steinbrüche von Hammamät (mit Inschriften), in welchen der *pietra verde antico* gewonnen wurde. Bei Fachura folgt eine Zone stark dislocirter Schiefergesteine von durchgehend kieseligem Charakter (Kieselschiefer, Kieseldolomit, Hornfels, Sericitschiefer), begleitet von Talkschiefer und porphyritischen Ganggesteinen, und schliesslich mächtige Serpentine und gangförmige peridotische Gesteine, ein Gabbro und ein Peridotit. An die Serpentine schliesst sich eine verwitterte Masse von hornblendeführendem Granit, welche die Thalerweiterung der Fauachir (= Scherben) bildet („Wollsacklandschaft“). Die Lage dieses Granit- und Serpentinorkommens entspricht dem einen Knie der S-förmigen Umbiegung des Gebirges, eine ähnliche vulcanische Gruppe aus Bostonit und einem Plagioklasgestein von phonolithartiger Erscheinungsweise bezeichnet das zweite östliche Knie am Djebel Moschähgir und Doghania. Östlich von diesen Eruptivstöcken folgen Thon- und Phyllitschiefer, Quarzite und schieferige Grünsteine mit syenitischen Gängen. Nur am Gebel Mehelib und Fanana liegt ein grauer Biotitgneiss eingelagert zwischen quarzitischem und Hornblendeschiefer.

Am Wadi Beda legt sich wieder nubischer Sandstein mit 30° steil an das alte Gebirge an, darüber grüne und gelbe Mergel mit *Ostrea Boucheroni* und *Villei*, welche das Santonien nach oben abschliessen und zugleich das Campanien Kalkmergel und Kalk mit viel *O. Villei* einleiten. Den Schluss bilden 100 m weisse, kreibige Kalke mit Feuersteinknollen und Steinkernen von *Lucina thebaica* als Vertreter der Unteren Libyschen Stufe des Untereocäns. Dieser ganze Complex vom alten Gebirge an wiederholt sich nun in einzelnen nach O. zum Meere fallenden Schollen infolge mehrerer paralleler Staffelbrüche. Die beiden letzten dieser Schollen tragen auf dem Eocän noch pleistocäne Korallenriffkalke, welche zerrissen und gehoben sind. Dieser Umstand führt den Verf. zu dem wichtigen Schluss, dass die östlichen Brüche jugendlichen Alters sind, die Bildung der durch sie bedingten Kettengebirge entlang der Küste des Rothen

Meeres in die jüngste geologische Periode fällt und der Hebungsprocess noch heute fortdauert.

M. Blanckenhorn.

R. Fourtau: Sur la constitution géologique du Massif du Gebel Galala el Baharieh (Egypte). (Bull. Soc. géol. de France. (3.) 28. 33. 1900.)

Verf. durchquerte die Arabische Wüste Ägyptens nördlich vom 29. Breitengrade am Wadi Arabah und giebt ein geologisches Querprofil vom Golf von Sues über das nördliche Galala-Plateau zum Nil bei Burumbul gegenüber Wasta. Es zeigt sich von O. nach W. zum Nilthal eine gleichmässige Neigung der Schichten. Das 1350 m hohe Galala-Gebirge setzt sich zusammen aus palaeozoischen Sandsteinen, nubischem Sandstein, Cenoman mit *Hemiasper pseudo-Fourneli*, *Holcotypus cenomanensis*, *Ostrea africana* und *flabellata* (Turon und Santonien fehlen), Campanien mit *Gryphaea vesicularis*, Untereocän mit *Conoclypeus Delanoui* und *Alveolina frumentiformis*, Mitteleocän. Dieser letzten Stufe soll noch östlich von der Einmündung des Wadi Sannanir ins Wadi Sanür, d. h. westlich von der Wasserscheide zwischen Nil und Rothem Meer bei 400 m Meereshöhe eine Miocänbank mit *Ostrea crassissima* und *gingensis* aufgelagert sein. Dieses letzte, interessanteste, weil allein ganz neue Ergebniss der FOURTAU'schen Reise beruht auf einem Irrthum. Die grossen Aустern gehören theils zu *O. Enak* BLANCK., einer vom Ref. aus dem oberen Mitteleocän beschriebenen Riesenform, theils zu einer neuen Art. Miocän steigt nirgends in das Stromgebiet des Nil und im Übrigen auch nicht über 300 m Meereshöhe empor.

M. Blanckenhorn.

H. Beadnell: On some Recent Geological Discoveries in the Nile Valley and Libyan Desert. (Geol. Mag. 1901. January. 23—28.)

Auszug aus dem Vortrag des Verf. vor dem internationalen Geologencongress zu Paris 1900.

Verf. nahm als ägyptischer Landesgeologe südlichere Landstriche Ägyptens als der Ref. auf und seine Mittheilungen bilden daher zu des Ref. Aufsätzen eine vervollständigende Ergänzung.

Seltsam berührt nur das ablehnende Verhalten des Verf.'s gegenüber allen früheren und gleichzeitigen Forschern. Ausser ZITTEL und sich selbst scheint er kaum noch weitere Geologen für Ägypten anzuerkennen. Auch von der Mitarbeit seiner englischen und deutschen Collegen in seinem eigenen Forschungsgebiet ist mit keinem Wort die Rede. Eine Tabelle der Entwicklung der Kreide- und Eocänformation in der Libyschen Wüste und dem Nilthal geht dem übrigen voran. Hievon ist der grössere die Kreide umfassende Theil in Bezug auf Stufengliederung und die Namen der Leitfossilien im wesentlichen eine Copie der früheren Tabelle des Ref. in Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1900. S. 33, ohne dass dessen Name hier

irgendwie genannt wäre. Wenn BEADNELL, wie früher NEWTON, des Ref. neue Gliederung der Kreideformation in Ägypten anerkennt, ohne das aber eingestehen zu wollen, so hat er doch keinenfalls das Recht, diese später gewonnene Auffassung unter seine Recent Discoveries einzureihen. Allerdings liegt hier nur ein Auszug ohne Citate vor, aber auch in dem eben erschienenen officiellen Bericht des Pariser Congresses, welcher den von BEADNELL selbst redigirten Wortlaut seines Vortrags in französischer Sprache enthält, ist die gleiche Unterlassungssünde zu vermerken.

Wie Ref. in der Arabischen Wüste, so constatirte Verf. an zwei Stellen der Libyschen Wüste einen plötzlichen mit Discordanz verbundenen Übergang zwischen Kreide und Eocän, was auf Erhebung, intensive Faltung, Verwerfung und folgende Denudation des aus Kreideschichten gebildeten Festlandes vor der Transgression des Eocäns schliessen lässt. Der Kreidecomplex von Abu Roasch ist nicht rings durch Verwerfungen gegen das Eocän abgegrenzt, sondern von letzterem überlagert durch Vermittelung einer dicken Gerölllage. Hier wie in der Beharije-Oase bildet die Kreide eine grosse flache Antiklinale, deren Spuren sich nach S. bis zur Dable-Oase hinziehen. Das Eocänmeer rückte von S. nach N. immer weiter vor und griff über die verschiedenen Kreideschichten über. Im S. an der Oase Farafra wird die Kreide fast concordant von dem untersten Eocän, den „Esneh-Schiefern“, bedeckt, in der Oase Beharije discordant von der oberen Libyschen Stufe, bei Abu Roasch von der oberen Mokattam-Stufe. Auf das Mitteleocän oder die Mokattam-Stufe folgte eine Zeit der Denudation, durch welche an den Oasen Beharije und Farafrah die unter dünnem Eocänmantel verdeckte Kreideantiklinale mit ihren Schichtenköpfen allmählich blossgelegt und nun die hier befindlichen weichen Senon- und Cenomanschichten viel leichter und schneller ausgefurcht wurden als die umgebenden Plateaus aus mächtigen horizontalen Eocänschichten.

In der Oligocänperiode kamen in einem Süßwassersee eisenschüssige Quarzite zum Absatz, welche die Hügel im Innern der Oase Beharije krönen. Diese entsprechen im Alter den sandigen Oligocänbildungen im NO. und O. der Oase und am Gebel Ahmar bei Cairo. Die Basalte der Beharije-Oase sind gleichfalls oligocänen Alters wie die im NW. des Fajum, bei Abu Roasch und bei Abu Zabel und die Andesite der östlichen Libyschen Wüste.

M. Blanckenhorn.

K. Futterer: Land und Leute in Nordost-Tibet. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. 35. 297—341. Berlin 1900.)

Nach einer einleitenden Übersicht über die Resultate früherer Forschungen in Nordost-Tibet giebt Verf. auf Grund seiner eigenen Beobachtungen und unter Benutzung des aus den Nachbargebieten Erforschten eine Schilderung der wesentlichen Charakterzüge der morphologischen Eigenschaften des Landes, der äusseren Bedingungen für Thierwelt, Bevölkerung und Ansiedelung und der darauf basirten Entwicklung von Viehzucht, Handel, Verkehr und Staatseinrichtungen. Hier ist nur der-

jenige Abschnitt, welcher betitelt ist „Gestalt und Beschaffenheit des Landes auf geologischer Grundlage“ (p. 304—317), zu berücksichtigen, da die Abhandlung im Übrigen geographischen Inhalts ist.

Vermuthlich erstreckt sich das Gebiet der Steppen und abflusslosen Seen der tibetanischen Hochebene in continuirlichem Zuge vom Kuku-nor-Gebiet bis an den Hoang-ho und darüber hinaus und wird durch einen dem Ssemenow-Gebirge vorgelagerten Gebirgszug, der einen mächtigen Porphyrostock bildet, nur eingengt, nicht unterbrochen. Während in der Steppenebene sich in ganz junger geologischer Vergangenheit ein Seebecken befunden haben muss, fand Verf. im Osten des Ssemenow-Gebirges palaeozoische Sedimente, die aus weichen Schiefen und Sandsteinen bestanden, während mächtige Kalkstücke, welche Versteinerungen des Obercarbon oder Permcarbon zahlreich enthielten, malerische Felsgruppen und Thäler von alpinem Charakter bildeten. Auch Granite und Porphyre nehmen mächtige Areale des Ssemenow-Gebirges ein. Im Porphyrgebiet wurden noch in 4300 m Höhe grasbewachsene Kuppen und kleine Sumpfflächen mit zahllosen Muschelkrebsen beobachtet; die inneren, noch höheren und felsigeren Ketten haben vielfach kahle Gipfel.

An den Terrassenrändern, welche den tiefsten Theil der Thalebene begleiten und aus eisenschüssigen Sandsteinen und conglomeratischen Schichten bestehen, wurde eine reiche Fauna jungen geologischen Alters direct unter dem Steppenboden gefunden. Die verschiedenen Arten von *Planorbis*, *Corbicula*, *Limnaeus* und *Valvata* beweisen die Existenz des oben erwähnten ehemaligen Seebeckens. Ablagerungen alter, verschwundener Seebecken, die eine Mächtigkeit von 500 m besitzen, füllen den ganzen grossen Raum zwischen den Gebirgen der Wasserscheide zum Thal des Si-ning-ho und dem Nordfuss des Dschupar-Gebirges. Letzteres wird von dem Flussbett des Hoang-ho durchsetzt, einem tief eingeschnittenen Längsthal mit tannenbewachsenen Gehängen, das zwischen 500 m hohen, steilen Bergwänden liegt, welche gleichmässig aus alten Schiefen und Sandsteinen von wahrscheinlich devonischem Alter bestehen.

Östlich vom Hoang-ho am Sche-tsche-Flussgebiet bilden anfänglich noch grauwackenartige Sandsteine und weiche Phyllite den Haupttheil des Gebirges, aber es ragen in Reihen von OSO. nach WNW. hintereinander angeordnete, mächtige Kalkmassive oder -riffe isolirt von einander in schroffen Formen empor. Diese Kalkzone ist gleichfalls palaeozosichen, und zwar vermuthlich silurischen Alters. [Vergl. hierzu auch die beiden folgenden Referate.]

E. Sommerfeldt.

K. Futterer: Die allgemeinen wissenschaftlichen Ergebnisse einer Forschungsreise durch Central-Asien, Nordost-Tibet und Inner-China. (Verhandl. d. 7. internat. Geograph. Congresses. 781—807. Berlin 1900.)

Die von FUTTERER und HOLDERER gemeinsam unternommene, auf die Dauer von 1½ Jahren berechnete Forschungsreise durch Central-Asien,

Nordost-Tibet und Inner-China begann zu Anfang des Jahres 1898 mit der Überschreitung des Alai-Gebirges im Terek-Dawan-Pass. Der erste Theil des Reisewegs ging über Kaschgar, entlang am Nordrand des Tarim-Beckens und Südfuss des Thienschan über Maral-Baschi und Kutscha bis Kurlia. Das dortige, steil aufsteigende Gebirge ist vollkommen vegetationslos, oft befindet sich am Fusse desselben eine mehrere Kilometer breite Kies- oder Schotterwüste, die aus groben Geröllmassen besteht, welche durch Flüsse mit starkem Gefälle abgelagert sein müssen. Erst da, wo das Terrain ebener, das Gefälle der Flüsse schwächer wird, haben Lehmlagerungen und Oasenbildungen stattgefunden. Noch weiter vom Gebirgsfusse weg hört die Lehmzone auf, um den Flugsanden, den ältesten Sandwüsten Platz zu machen. Man hat also zwischen Kies- und Sandwüsten in diesem ersten Gebiet zu unterscheiden.

Der weitere Reiseweg ging durch die Wüste Gobi, welche von Hami zuerst in östlicher, dann in südöstlicher Richtung durchmessen wurde. Hier wurden vorzugsweise palaeozoische Sedimente aufgefunden, während im ersten Theil der Reise meist stark gefaltete Gesteine jüngeren geologischen Alters angetroffen wurden, nämlich grobconglomeratische Sedimente, die vermuthlich dem Pliocän zuzurechnen sind, mergelige und thonige Sandsteine, sowie Gypsmergel. Im zweiten Theil der Reise dagegen wurden vier mächtige, aus massigen Gesteinen sich aufbauende Gebirgsketten durchquert. Die erste besteht vorwiegend aus Graniten; nördlich vorgelagert sind Quarzporphyre und Zonen von faserigen, glimmerigen und chloritischen Schiefern, sowie faserigen Gneissen mit senkrechter Schichtstellung. Auch Knoten- oder Contact-Schiefer kommen vor, im südlichen höchsten Kammzug jedoch ausschliesslich granitisches Gestein. Die zweite, südlich davon gelegene Kette besteht aus ähnlichen Graniten und Gneissen, von denen die letzteren durch Eruptivgesteinsgänge durchsetzt sind, sowie aus Kieselschiefer und versteinerungsleeren palaeozoischen Sedimenten. Durch eine breite, mit Schotter erfüllte Ebene getrennt, folgt ein System parallel streichender, vielfach aufgelöster Ketten, in deren Kern ebenfalls Granit die Hauptmasse bildet. Wieder durch breite Schotterflächen getrennt, folgt ein aus alten Eruptivgesteinen bestehendes Kettensystem, das bis 2500 m Höhe ansteigt. Quarzporphyre, Diabase, Schalsteine und Tuffe bilden die Hauptmasse desselben. Die beiden ersteren Gesteinsarten wurden auch bereits früher bei Tschoglu-tschai aufgefunden, wo ausserdem ein neuer Typus eines Eruptivgesteins, das eine bisher als gesteinsbildend noch nicht bekannte Mineralcomposition enthält, auftritt; leider macht Verf. über diese neue Gesteinsart keine näheren Angaben.

Über die Verwitterungserscheinungen in der Wüste Gobi und die dadurch bedingten Gesteinszersetzungen sind eingehende Beobachtungen gemacht worden, bezüglich derer indessen auf das Original verwiesen werden muss.

Im dritten Theil der Reise wandte sich die Expedition durch das Ssemenower Gebirge ostwärts und drang bis an den Hoang-ho vor. Jenes Gebirge besteht aus mehreren hintereinanderliegenden Kämmen, die vor-

wiegend aus Graniten und alten krystallinen Schiefen und Quarzporphyren sich zusammensetzen. In die nördliche Kette sind mächtige Kalke mit Fusulinen des Permocarbon eingelagert; der Gebirgscharakter ist durchweg ausserordentlich öde. Den Hoang-ho zu überschreiten war unmöglich — vermuthlich besitzt das dortige Gebirge jenseits desselben einen ähnlichen Charakter wie die Central-Alpen der grossen Granit-, Gneiss- und Protogin-Massive —, vielmehr sah sich die Expedition gezwungen, umzukehren, und wandte sich vom Sche-tsche- zum Tao-Fluss nach Schinse; durch ungünstige Umstände wurde dieselbe veranlasst, die anfänglich beabsichtigte nochmalige Aufsuchung des Hoang-ho zu unterlassen und nach Long-kü-tschai am Tau-Fluss zu marschiren, um von dort aus Han-kon bequem erreichen zu können, womit die Forschungsreise ihr Ende erreicht hatte.

Auf diesem letzten Wege war nur die Strecke von Ming-tschou über das Pe-ling-Gebirge nach Kung-tschong-fou neu, sie ergab einen sehr reichen Fundort von Fusulinen- und Brachiopodenkalken auf der Nordseite des Gebirges, wo hohe Kalkklippen zwischen grauackartigen Sandsteinen liegen. Das Alter ist nach Bestimmungen, die SCHELLWIEN ausführte, vermuthlich Obercarbon oder Perm. Zahlreiche photographische Aufnahmen in den Lössgebieten wurden auf diesem letzten Theil der Reise ausgeführt.

E. Sommerfeldt.

K. Futterer: Vorträge über Forschungen und Studien in Centralasien und China. I. Beiträge zur Geschichte des östlichen Centralasien und Chinas während der letzten geologischen Perioden. (Verhandl. d. Naturwissensch. Vereins. 13. 30 p. 3 Fig. Karlsruhe 1900.)

Verf. verweist auf seine Beobachtung, dass im Semenow-Gebirge, südlich vom Kuku-nor-See in Nordost-Tibet und im nordwestlichen Theile des Peling-Gebirges nordöstlich vom Mintschou Fusulinenkalke in reichlicher Menge auftreten (vergl. das vorhergehende Ref.), und schliesst aus derselben, dass das Permocarbonmeer, dessen Ablagerungen in der Salt Range, im Himalaya, in West-Tibet, Birma, Sumatra und Timor nachgewiesen sind, sich bis an den Südfuss des mittleren Kuen-lun ausgedehnt hat. Dieses Gebirge trennte also das Carbonmeer des südlichen von demjenigen des nördlichen China scharf ab, und ermöglichte es, dass die Fauna der beiden Meere wesentlich verschieden blieb und das erstere sich dem indischen Typus, das letztere demjenigen der Dsungarei und des uralisch-russischen Carbonmeeres anschliessen konnte. Bezüglich der Bildung des Continents, die im Norden des Kuen-lun am Ende der Carbon-, im Süden gegen Ende der Triaszeit begann, schliesst sich Verf. den Resultaten v. RICHTHOFEN'S an und ergänzt dieselben durch Angaben über die Beschaffenheit des Han-hai, d. h. desjenigen seichten innerasiatischen Meeres, das als Überrest vermuthlich die heutigen abflusslosen Seebecken im inneren Asien hinterlassen hat und einer jungen geologischen Zeit angehört haben muss. Die Existenz eines solchen Meeresbeckens, das von Süsswasser er-

füllt gewesen sein muss, nahm bereits RICHTHOFEN an; durch die Beobachtungen des Verf.'s ist nun wahrscheinlich gemacht, dass sich dasselbe über das ganze nordöstliche Tibet östlich vom oberen Hoang-ho ausgedehnt hat. In dem von FUTTERER bereisten Gebiet (d. h. auf dem Wege zwischen Kaschgar bis Chanin) bildeten die Schichten des Han-hai eine gefaltete Zone von Vorbergen vor den Ketten mit älteren Sediment- und Urgesteinen. Es wechseln weiche, meist rothe oder gelbbraune sandige Mergel und Thone mit Sandsteinen ab, und die jüngsten Bildungen der sehr mächtigen Schichtserie sind conglomeratisch und grob und infolge der Auflockerung an der Oberfläche durch die Erosion von den diluvialen Schottern der Aufschüttungsdeltas nicht zu unterscheiden.

Am Südfusse des Thien-schan oder am Nordrande des Tarim-Beckens sind Faltungen und Absenkungen bis in sehr junge Zeiten nachzuweisen, und auch die Seebildungen an anderen Stellen sind vielfach nicht ohne Dislocationen geblieben. Zur Veranschaulichung dieser Verhältnisse beschreibt Verf. seine Beobachtungen in dem Theile von Nordost-Tibet, der zwischen dem Salzsee Kuku-nor und dem obersten Theile des Tao-Thales liegt, besonders ausführlich, fügt ein Profil vom Südabhange des Süd-Kuku-nor-Gebirges bis zur Mitte der Steppenfläche bei und macht vorläufige Mittheilungen über die von Prof. ANDREAE ausgeführte (später zu veröffentlichende) Untersuchung der dortigen Fauna. Durch dieselben wird bewiesen, dass in dem Gebiete der heute abflusslosen und salzhaltigen Seen ausgedehnte Süsswasserablagerungen entstehen konnten. Im weiteren Verlauf seiner Reise durch Nordost-Tibet hat Verf. derartige fossilführende Bildungen nicht wieder angetroffen, sondern statt derselben rothe conglomeratische und Sandsteinablagerungen (vergl. auch das vorhergehende Ref.), die u. A. die Bildung des Tao-Thales erklären. Vor der Aufschichtung desselben war statt dieses Thales ein grosses Seebecken vorhanden, das jene Schichten in grosser Mächtigkeit bedeckte. Durch die einsetzende Erosion wurde alsdann ein Abfluss geschaffen, und der so entstandene Tao-Fluss vermochte sich tief in die Seeablagerungen einzuschneiden und dieselben in einzelne Theile zu trennen.

Fast ausnahmslos sind jene Schichten mit Löss überdeckt, nur in besonders engen Thalschluchten fehlt meist der Löss. Es darf angenommen werden, dass dasselbe trockene continentale Klima, welches die Verbreitungsgebiete der Sand- und Lössflächen auszeichnet, seit der Tertiärzeit, d. h. von der Periode ab, in der die Ausfüllung der Seebecken begann, bereits geherrscht hat. Die Eiszeit ist nach der Ansicht des Verf.'s ebenso im Norden von Sibirien wie in den höchstgelegenen Bergländern Centralasiens fast ohne Einfluss geblieben. Nirgends lassen sich in den weit über 3000 m Höhe gelegenen Thälern Nordost-Tibets Moränen oder sonstige Spuren eines früheren Vorhandenseins von Gletschern nachweisen, ebenso wenig am oberen Hoang-ho.

E. Sommerfeldt.

G. A. F. Molengraaff: Borneo-Expedition. Geologische Vekenningsstochten in Central-Borneo (1893—94). Leiden und Amsterdam 1900.

Das Werk ist das geologische Ergebniss der Niederländischen Borneo-Expedition und liefert eine Fülle neuen Materials aus einem bis dahin der Hauptsache nach geognostisch unerforschten Gebiete; es gehört ohne Zweifel zu den wichtigsten Beiträgen zur Kenntniss des Ostindischen Archipels. Verf. untersuchte von Pontianak aus das Stromgebiet des Kapuwas und wandte sich dann vom Müller-Gebirge aus südwärts, um schliesslich längs des Samba und Katingan die S.-Küste zu erreichen. So wurde u. A. für einen grossen Theil von Borneo in der Richtung der N.—S.-Linie ein Profil construirt. Die Schilderung geschieht hauptsächlich an der Hand des Tagebuchs; in der allgemeinen Übersicht unterscheidet Verf. die folgenden Gebirgslieder:

Krystalline Schiefer. Von den Gesteinen, welche auf Grund ihres petrographischen Charakters als krystalline Schiefer zu bezeichnen sind, ist ein Theil der Amphibolite, ferner Glaukophan- und Chloritschiefer vermuthlich archaisch; andere Amphibolite, sowie Gneiss, Glimmer- und Talkschiefer dürften jüngere metamorphosirte Gesteine darstellen. In der Gegend von Sëmitau bilden diese krystallinen Schiefer den Kern eines stark denudirten Hügellandes, welches selten höher als 150 m ansteigt. Die Schichten stehen meist vertical.

Die „alte Schieferformation“. Hierunter sind die nach dem erstgenannten Gebirgsgliede vermuthlich ältesten Sedimente der Insel verstanden, welche besonders durch einen seidenglänzenden, phyllitischen Thonschiefer gekennzeichnet sind. Dieser wechsellagert mit Sandstein, Grauwacke, Grauwackenschiefer und Quarzit. Die Schichten sind steil aufgerichtet und sehr stark gefaltet, sie streichen fast überall W.—O., und die Formation bildet viele gleich gerichtete Bergketten, welche bis zu 1400 m Höhe erreichen. Ihr Alter ist wesentlich palaeozoisch; doch sind nirgends Fossilien gefunden.

Danan-Formation. Mit diesem Namen ist ein Schichtencomplex belegt, welcher u. A. im Gebiete der grossen Seen vorkommt und hiernach benannt wurde (danan = See). Er besteht aus Diabastuff, Diabas, Diabasporphyr, Quarzit, Kieselschiefer, Jaspis, Hornstein, Thonschiefer und Sandstein. Darin sind zahlreiche Radiolarien gefunden, welche besonders im Jaspis und Hornstein vorkommen und die nach HINDE's Untersuchungen präcretaceisch, wesentlich jurassisch, sind. Die Schichten sind fast überall gefaltet, aber doch selten so stark gestört wie diejenige der „alten Schieferformation“. Ihr Streichen ist W.—O.; sie lassen sich 230 km weit verfolgen und sind als Tiefseebildungen zu betrachten, welche in grossem Abstände vom Lande abgelagert wurden.

Cretaceische Ablagerungen. Schichten mit *Orbitolina concava* LAM., welche bereits früher bekannt waren, bildeten den wichtigsten Ausgangspunkt für die Altersbestimmung der Sedimente. Die Foraminiferen kommen in Mergel und Sandstein vor, welche einem Systeme sandiger

Ablagerungen angehören, und unter diesen spielen Gesteine, die sich der Grauwacke und Arkose nähern, eine grosse Rolle. Arkose und verwandte Gesteine werden deswegen auch dort, wo die Leitfossilien fehlten, diesem Schichtencomplexe zugerechnet. Derselbe ist mässig gefaltet und stellt eine Küstenbildung dar, wie u. A. aus dem Vorkommen zahlreicher Pflanzenreste hervorgeht.

Eocän. Nur Rollsteine mit Nummuliten und Orbitoiden, welche SCHLUMBERGER untersuchte, beweisen das Vorkommen von Eocän. Sie sind zahlreich im Thale des Embaluh, Tëkëlan und Siban gefunden. Über ihr Lagerungsverhältniss lassen sich nur Vermuthungen anstellen.

Alttertiäre Sandsteinformation. Durch Sand- und Thongestein, sowie wenig gestörte, nahezu horizontale Lage gekennzeichnet; nicht selten mit Kohlen und Fossilien. Nur local treten stärkere Störungen auf, doch fehlt Faltung; dagegen ist dies Gebirgsglied durch bedeutende, im wesentlichen W.—O. gerichtete Verwerfungen in Schollen zertheilt. Hierzu gehören die von MARTIN als Mëlawi-Gruppe zusammengefassten Brackwasserbildungen.

Junge fluviatile und lacustrine Ablagerungen sind in Borneo weit verbreitet. Die gesammte, vom Alluvium eingenommene Oberfläche von West-Borneo wird auf 30 000 km² geschätzt, d. i. reichlich $\frac{1}{2}$ des ganzen Landes. Die alten Flussablagerungen führen fast überall Gold, welches vielfach von Chinesen ausgebeutet wird; doch ist der Goldreichtum anscheinend nirgends gross.

Intrusive und eruptive Gesteine. Granit spielt in West-Borneo eine grosse Rolle im Schwaner-Gebirge, Sëmitan-Hügelland, im Seen-Gebiet und im Bungan-Hügelland; sodann kommen vor: Diorit, Gabbro und Norit, Peridotit und Serpentin, Gesteine der Diabasfamilie, Quarzporphyrit und Quarzporphyr, Amphibolporphyrit und endlich vulcanische Gesteine. Letztere bauen vor allem das Müller-Gebirge auf, dessen westlicher Theil aus Kegelbergen von andesitischen und dacitischen, aber vermuthlich in ansehnlicher Tiefe erstarrten Gesteinen besteht. Der mittlere Theil wird von Tafelbergen mit deutlich terrassirtem Bau gebildet, und diese bestehen aus dicken Bänken von vulcanischem Tuff, welche hin und wieder mit Andesit- oder Basaltströmen abwechseln und horizontal oder nahezu horizontal liegen. Die Gesammtmächtigkeit der Tuffablagerungen darf im Mandai-Gebiet auf 120 m geschätzt werden, ist aber ursprünglich zweifellos viel bedeutender gewesen. Das östliche Müller-Gebirge zeigt wiederum zahlreiche isolirte oder zu Gruppen vereinigte vulcanische Berge. Während ihre Gipfel aus Rhyolith und vor allem aus Dacit bestehen, herrscht weiter abwärts Andesit. Das Müller-Gebirge ist das Resultat lang anhaltender, vulcanischer Thätigkeit, die in oder sehr kurz nach der Kreideperiode ihren Anfang nahm und während eines ganzen Theiles der Tertiärzeit anhielt, aber vermuthlich schon vor dem Quartär oder in dessen Beginn endigte. Porphyritkegel, welche als blossgelegte Vulcankerne betrachtet werden, sind dem Nordabhange des Schwaner-Gebirges aufgesetzt. Ein drittes vulcanisches Gebiet befindet sich am Samba-Flusse;

es besteht aus Andesiten, die z. Th. Übergänge zum Dolerit bilden und ebenfalls als Vulcankerne gedeutet werden.

Die tektonischen Linien verlaufen alle in westöstlicher Richtung, so dass die verschiedenen Formationen auch in allgemeinen Zügen in dieser Richtung streichen.

Als Anhang ist dem Werke eine Beschreibung der fossilen Radiolarien durch G. J. HINDE beigegeben. Dem Text liegt ferner ein ausführlicher Atlas bei, und der landschaftliche Charakter ist ausserdem durch zahlreiche, treffliche Photographien erläutert. Mit welchen Schwierigkeiten eine geologische Untersuchung in unbekanntem, tropischem Lande verbunden ist, vernag wohl nur derjenige völlig zu würdigen, welcher selbst unter ähnlichen Verhältnissen arbeitete. Es versteht sich deswegen von selbst, dass noch manche offene Frage der Beantwortung harret. **K. Martin.**

Stratigraphie.

Silurische Formation.

Johan Kiaer: Etage 5 i Asker ved Kristiania. (Norges geologiske undersøgelses aarbo for 1902. 1901.)

Im Anschluss an seine frühere Arbeit über die (dem oberen Untersilur angehörige) Etage 5 KJERULF's (dies. Jahrb. 1899. I. -322-) giebt Verf. im vorliegenden Aufsätze auf Grund seiner Kartirungsarbeiten für die norwegische geologische Landesuntersuchung eine eingehende Beschreibung derselben Schichtenfolge bei Asker, welches im SW. von Kristiania, auf der W.-Seite der Mündung des Kristiania-Fjordes gelegen ist. Auch hier zerfällt die fragliche Schichtenreihe, die Verf. als Übergangsglied zwischen Unter- und Obersilur bezeichnet, in zwei Unterabtheilungen, 5a und 5b. Für die erste werden 4, für die zweite 10 verschiedene Faciesentwickelungen unterschieden, die Verf. im Wesentlichen auf Tiefenunterschiede des Silurmeeres zurückführt. Bemerkenswerth ist das Vorhandensein von Conglomeraten und Breccien in 5b. Sie weisen, ebenso wie das örtliche Auftreten von 5b unmittelbar auf tieferen Theilen von 5a, auf eine damals eingetretene Erhebung grosser Strecken des Meeresgrundes über den Seespiegel und eine damit in Verbindung stehende Abtragung der zuvor gebildeten Sedimente hin.

Im palaeontologischen Theile der Arbeit wird neben einer neuen *Barrandella*, die den Namen *Kjerulfi* erhält, eine neue grosse, glatte Pentameride als *Holorhynchus giganteus* n. g. und sp. beschrieben. Die Form, die äusserlich einem in die Breite gezogenen *Pentamerus oblongus* gleicht, besitzt in der Ventralklappe eine wohl entwickelte Kammer, aber kein Medianseptum, und schliesst sich damit näher an *Stricklandinia* als an *Pentamerus* an. **Kayser.**

Devonische Formation.

E. Holzapfel: Beobachtungen im Unterdevon der Aachener Gegend. (Jahrb. geol. Landesanst. f. 1899. 199—226. 1900.)

Über dem Gedinnien folgen bei Aachen zunächst Arkose-Sandsteine und dunkle Schiefer, die zusammen GOSSELET's Taunusien entsprechen. Nach Verf. vertreten sie ausser unserem Taunusquarzit auch den Hunsrück-schiefer, d. h. die ganze Abtheilung der Siegener Schichten. Eine Trennung in die beiden genannten, mehr petrographisch als stratigraphisch unterschiedenen Glieder ist in der Aachener Gegend ebensowenig durchführbar als im Siegener Lande. *Rensselaeria crassicosta*, eine der bezeichnendsten Leitformen der Siegener Schichten, kommt bei Maularzhütte vor.

Das jüngere Unterdevon besteht zu unterst aus röthlichen, conglomeratischen Schichten, die Verf. als „Zweifalter Schichten“ bezeichnet. Darüber folgt das bekannte mächtige, grobe Conglomerat von Vicht, dann ein Complex von röthlichen, bröckeligen Schieferletten und graugrünen plattigen Sandsteinen, die gelegentlich Lagen von hellem, krystallinem Dolomit führen. Da die noch höher aufwärts folgenden rothen Sandsteine und Letten und grauen Kalklagen bereits *Stringocephalus* und *Uncites* einschliessen und demnach dem jüngeren Mitteldevon angehören, so wird bei Aachen der ganze, zwischen diesem letzteren und den Siegener Schichten liegende Zwischenraum durch einen rothen Gesteinscomplex vertreten. Es sind diese rothen Gesteine, die Ref. seiner Zeit mit dem Namen „Vichter Schichten“ belegt hat — ein Name, der zur Bezeichnung eines geologischen Horizontes schon deshalb ungeeignet ist, weil er aller Wahrscheinlichkeit nach mehrere, ganz ungleichwerthige Stufen umfasst. Ganz ähnliche rothe Gesteine nämlich sind nicht nur auf dem Südflügel der Aachener Mulde verbreitet, sondern auch auf dem ganzen Nordflügel der belgischen Dinant-Mulde, wo sie überall eine sehr junge Obercoblenz-Fauna enthalten. Wahrscheinlich gehört auch das liegende Conglomerat noch den Obercoblenz-Schichten an. Dagegen mag der tiefere Theil der Schichtenfolge den tieferen Coblenz-Schichten, ihr hangendster aber, wie schon DEWALQUE vermuthet hat, den *Calceola*-Schichten entsprechen. **Kayser.**

Carbonische und permische Formation.

A. Bertiaux: Esquisse d'une étude paléontologique sur le Charbonnage de Bonne-Espérance à Herstal. (Ann. de la soc. géol. de Belgique. 26. 161.)

Der Verf. hat die einzelnen Flötze, die auf Bonne-Espérance gebaut worden, auf ihre Fossilführung untersucht, und hat interessante und z. Th. erhebliche Unterschiede gefunden. Auch die Vertheilung der Pflanzen auf das Hangende und Liegende ist im Einzelnen studirt worden.

So lieferte das liegendste Flötz (Veine du Fond) im Hangenden: *Sphenopteris Höninghausi* (massenhaft) und selten *Neuropteris flexuosa*, *N. Loshii* und *Pecopteris muricata*; ferner *Calamites Cistii*, *Lepidodendron Sternbergi* und *L. aculeatum*. Das Liegende dagegen: *Sigillaria elongata* und *Stigmaria ficoides*.

Das 5–6 m höher liegende Flötz Sept. Poignéés führte überhaupt keine Farne, sondern im Hangenden: *Calamites Cistii*, *Sigillaria* und *Anthracosia carbonaria*, das Liegende: *Stigmaria* und *Anthracosia carbonaria*. In dem 30 m höheren Flötz erscheinen im Hangenden die ersten spärlichen Farnreste wieder (*Neuropteris*), sowie *Calamites distans*, *C. Artisii*, *Sigillaria elongata*, *S. tessellata* und *Lepidodendron Sternbergi*. Im Liegenden nur *Stigmaria ficoides*. 5 m höher liegt das Flötz Haute et Claire. Im Liegenden kommt nur *Stigmaria* vor, im Hangenden wieder reichlicher Farne, und zwar: *Neuropteris Loshii*, *N. flexuosa*, *Sph. artemisiaefolia* und selten *Pecopteris muricata*; ferner *Calamites Cistii*, *Lepidodendron Sternbergi* und *Sigillaria tessellata*. Das Flötz Grand Broy, 30 m höher gelegen, lieferte aus dem Liegenden: *Stigmaria* und *Sphenopteris acuta*; aus dem Hangenden: *Neuropteris flexuosa*, *N. heterophylla* (selten), *Pecopteris muricata*, *Sphenopteris acuta*, *Lepidodendron*, *Sigillaria peltata* und *S. reniformis*. Die Mächtigkeit der fossilführenden Schicht im Hangenden ist durchweg wenig mächtig, selten über 1 m, die Farne fanden sich stets nur bis zur nächsten Sandsteinschicht. Im Liegenden reicht die Fossilführung weiter nach unten und die Stigmarien finden sich auch im Sandstein. *Lepidodendron* und *Sigillaria* lagen stets parallel der Schichtung, die Calamiten fanden sich in nächster Nähe des Flötzes in Menge ebenfalls parallel der Schichtung, in grösserer Entfernung aber, besonders im Sandstein, in jeder beliebigen Lage. Äste von *Lepidodendron Sternbergi* fanden sich 3–5 m vom Flötz zwischen massenhaften Farnen, ohne die zugehörigen Stämme. Die Stigmarien fanden sich im Liegenden ohne eine bestimmte Anordnung. Man kann dem Verf. nur rückhaltlos beipflichten, wenn er es für wünschenswerth erklärt, es möchten die an einer Stelle gemachten Beobachtungen über die Eigenthümlichkeit der einzelnen Flötze an anderen Stellen controlirt werden, und ferner, dass ähnliche Untersuchungen auch für die anderen Flötze vorgenommen werden müssten.

Holzapfel.

G. Dewalque: Sur la faune des calchistes de Tournay. (Ann. de la soc. géol. de Belgique. 23. 19.)

Die Arbeiten über den belgischen Kohlenkalk zeigen auf das Deutlichste, dass die Kenntniss von der Vertheilung der Fauna auf die beiden Hauptabtheilungen, die von Tournay und die von Visé, durchaus unzureichend ist, insbesondere seitdem sich herausgestellt hat, dass die von Tournay in den Sammlungen verbreiteten Fossilien aus verschiedenen Niveaus stammen. DEWALQUE hat daher in den Kalkschiefern der Tournay-Stufe bei Yvoir sammeln lassen, und vergleicht ihre Fauna mit der

aus nahezu gleichaltrigen kalkigen Schichten von Maredsous. Es ergeben sich weitgehende Verschiedenheiten der beiden Faunen, ohne dass man das relative Alter beider ableiten könnte, und auch die stratigraphischen Verhältnisse geben keinen bestimmten Aufschluss. Es sind erneute Untersuchungen erforderlich, jedenfalls aber ist der Name „calchiste de Tour-nay“ schlecht gewählt und zu ersetzen.

Holzappel.

Ph. Zürcher: Stratigraphie du Permien dans la Région des Maures et de l'Estoul. (Bull. de la soc. géol. de France. (3.) 26. 426.)

Es treten in dem erwähnten Gebiete zwei verschiedene Niveaus rother Mergel und Schiefer auf, über und unter dem Porphy-Conglomerat, die früher mehrfach zusammengeworfen worden sind.

Holzappel.

Hugh Fletcher: Descriptive Note on the Sidney Coal Field, Cape Breton, Nova Scotia. (Geol. Surv. of Canada. 1900.)

Eine kurze Erläuterung zu der revidirten Karte des Sidney-Kohlengebietes. In der stark dislocirten Gegend treten auf: 1. Syenitische, gneissartige und andere feldspathführende Gesteine, 2. die George River-Kalke als Vertreter des Präcambrum. 3. Die cambrischen Barachois-Schiefer, die früher zum Untersilur gerechnet wurden, sind Aequivalente vom Etcheminian bis zu den *Lingula*-Flags. 4. Die früher zum Devon (Old Red) gestellte Conglomeratzone wird zum Carbon gezogen. 5. Die Schichtenfolge des Kohlenkalkes besteht aus grauen und rothen Schiefen mit Kalk, Gyps und rothem und grauem Sandstein. Eine dünne Schicht kalkigen und bituminösen Schiefers enthält *Sigillaria* und *Lepidodendron*, sie liegt auf Under Clay mit *Stigmara*. 6. Der Millstone Grit, der vorher genannten Ablagerung ähnlich, aber ohne Kalke. Im östlichen Theile tritt in ihm ein bauwürdiges Kohlenflötz auf. Die Sandsteine enthalten Material der unterlagernden Schichten, auch der carbonischen. Die Grenze des Millstone Grit gegen die Coal Measures ist nicht sehr scharf. Letztere bilden 3 Sättel und 4 Mulden, in deren Axen tiefe Einbuchtungen des Meeres liegen. Die auftretende Kohle ist Fettkohle, z. Th. Gaskohle. Die begleitenden Schichten bestehen aus Schieferthonen, sandigen Schiefen, rothen und grünen Mergeln, Sandsteinen, Under Clay, Kalk, schwarzen Schiefen und Kohle. Von sonstigen nutzbaren Mineralien treten auf: Thoneisensteine in Begleitung der Kohlen, Rotheisenstein, Raseneisenstein, Kupfererze, Kalk, Dolomit, Marmor, Bausteine, Dachschiefer, Schleifsteine, Gyps, Ziegelthon, Cölestin, Asbest, sowie Granite, Syenite und Porphyre.

Holzappel.

J. Enderle: Über eine anthrakolithische Fauna von Balin Maaden in Kleinasien. (Beiträge zur Palaeontologie Österreich-Ungarns und des Orients. Herausgeg. von G. v. ARTHABER. Wien. 13. 1900. 49—109. Taf. 4—8.)

Das Vorkommen von Fusulinenkalken bei Balin Maaden in Mysien, die das discordante Liegende der oberen Trias bilden, ist seit einigen Jahren bekannt. Verf. hat durch palaeontologische Bearbeitung des von BUKOWSKI gesammelten Materials den Nachweis erbracht, „dass die Hauptmasse der jungpalaeozoischen¹ Kalke eine einheitliche Schichtenmasse bildet, die z. Th. dem obersten Carbon“, z. Th. der unteren Palaeodyas („Permo-carbon“) angehört. Die von E. SCHELLWIEN bestimmten Leitforaminiferen *Schwagerina princeps*, *Moellerina craticulifera*, *Fusulina* aff. *tenuissima*, ferner *Spirifer supramosquensis*, *Derbyia Waageni*, *Productus punctatus* und *curvirostris* sind für Carbon bezeichnend; die Dyasarten sind nur z. Th. (*Streptorhynchus* cf. *pelargonatus*, *Lonsdaleia indica*) besser gekennzeichnet, z. Th. gehören sie zu den indifferenten Spiriferiden, wie *Martinia nucula* und *Reticularia indica*.

Wichtig ist ferner der als sicher zu erachtende Nachweis unter-carbonischer Kalke mit *Leptaena* sp., *Productus* cf. *giganteus*, *laticostatus*, *Nystianus* und *burlingtonensis* im nördlichen Theile des untersuchten Gebietes. Die rein palaeontologischen Ergebnisse sind entsprechend der allgemeinen Verbreitung der meist bekannten Arten in dem jungpalaeozoischen Mediterran-Meere nicht bedeutend. Als neu werden besprochen: *Bellerophon Attalicus*, *Pleurotomaria anatolica*, *Murchisonia Stachei* und *pergamena*, *Naticopsis Arthaberi*, *Edmondia Bittneri*, *Productus Mysius* und *Troianus*, *Spiriferina?* *baliensis*, *Spirifer melissensis* und *Lonsdaleia indica*. [Zur Vermeidung eines die „localen Oscillationen“ des obersten Carbon p. 106 betreffenden Missverständnisses sei Folgendes bemerkt: Der Ausdruck „locale Oscillation“ steht im Gegensatz zu der allgemeinen Transgression, wie sie im oberen Silur, Devon und Jura und Kreide eine ganze Erdhälfte betrifft. Abweichend von diesen einheitlich vorschreitenden und zurückebenden Bewegungen erstrecken sich die Meeresveränderungen der cambrischen, jungpalaeozoischen und triadischen Zeit immer nur auf einzelne Gebiete, deren Meeresbedeckungen wechselnde Tendenz zeigen, z. B. obercambrische Transgression in Nordamerika und gleichzeitigen Meeresrückzug in Südwesteuropa. Immerhin könnte man zur Vermeidung des obigen Missverständnisses den Ausdruck „locale“ durch „regionale“ Oscillation ersetzen. Ref.] Frech.

Kreideformation.

G. Müller: Die Gliederung der *Actinocamax*-Kreide im nordwestlichen Deutschland. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 52. 1900. Protokoll 32—33.)

¹ Die Bezeichnung jungpalaeozoisch ist gleichbedeutend mit dem WAAGEN'schen Namen anthrakolithisch und demselben bei weitem vorzuziehen; die früher von LAPPARENT angewandte Bezeichnung „Permo-carbonifère“ (= anthrakolithisch) ist von dem Autor in der letzten Auflage wieder zurückgezogen.

Verf. legt seiner Gliederung des unteren Senon die Inoceramen zu Grunde und giebt daraufhin folgendes Schema:

		Fundorte	
Obere	Actinocamax-Kreide	Zone des <i>Actinocamax quadratus</i> , <i>Ammonites galicianus</i> , <i>Scaphites aquisgranensis</i> , <i>Inoceramus Cripsi</i> , <i>Becksia Soekelandi</i>	Lüneburg, Biewende, Stapelburg, Lochtum, Veckenstedt u. s. w.
		Zone des <i>Inoceramus lobatus</i> , <i>I. lingua</i> , <i>I. Cripsi</i> , <i>Ammonites bidorsatus</i> , <i>Amm. pseudo-Gardeni</i> , <i>Amm. dülmenensis</i> , <i>Scaphites binodosus</i>	Dülmen, Braunschweig, Lüneburg u. s. w.
		Zone des <i>Inoceramus cardissoides</i> , <i>Ammonites syrtalis</i> und <i>clypealis</i>	Henrichenburg, Ilsede, Braunschweig, Sudmerberg, Salzberg
Untere (Emscherstufe)	Actinocamax-Kreide	Zone des <i>Inoceramus Haenleini</i> , <i>Ammonites hernensis</i>	Henrichenburg, Herne, Sudmerberg, Ilsede.
		Zone des <i>Inoceramus digitatus</i> , <i>I. subcardissoides</i> , <i>Ammonites texanus</i> , <i>Amm. Margae</i>	Lüneburg, Paradiesgrund, Zilly, Herne, Holthausen, Zeche Hanseemann bei Mengede
		Zone des <i>Inoceramus involutus</i> , <i>I. exogyroides</i>	Thekenberge, Gläserner Mönch, Zilly, Lüneburg
		Zone des <i>Inoceramus Koeneni</i> , <i>I. Kleini</i> , <i>I. sublabiatus</i> , <i>Ammonites subtricarinatus</i> , <i>Amm. d'Orbignyianus</i>	Löhofsberg, Spiegelsberge, Zeche Dahlbusch bei Gelsenkirchen
		Joh. Böhm	

Zech: Die Schichten der Kreideformation bei Halberstadt. (Jahresber. d. Oberrealschule Halberstadt. 1900. 8-30. 2 Taf.)

Im Anschluss an seine frühere Schrift (dies. Jahrb. 1895. -II- 95), worin die Trias und die jüngeren Formationen vom Tertiär aufwärts behandelt werden, wendet sich Verf. mit der vorliegenden den Kreideablagerungen in der Umgegend von Halberstadt zu. Ihr Liegendes bilden oberer Keuper bei Lüttgen, Börnecke und am Kamel bei Westerhausen, sowie unterer Lias im Börnecker Thal. Die Lagerungsverhältnisse des Neocomsandsteins, cenomanen Grünsands, turonen Pläners und des Unter-senon (Mergel mit *Inoceramus Koeneni*, Sandstein mit *I. involutus* und Salzberg-schichten) werden im Anschluss an die Arbeiten von G. MÜLLER, MAAS und TIESSEN durch Profile erläutert, ihre petrographische Ausbildung, Verbreitung und Fossilführung eingehend besprochen. Joh. Böhm.

H. Imkeller: Die Kreide- und Eocänbildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. (Programm z. Jahresbericht d. städt. Handelsschule München. 1895—96. 1—83. 1 Taf.)

—, Die Kreidebildungen und ihre Fauna am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf bei Tölz. Ein Beitrag zur Geologie der bayerischen Alpen. (Palaeontographica. 48. 1901. 1—64. 3 Taf. 2 Textfig.)

Im S. von Tölz schaltet sich auf der Grenze zwischen dem Molassevorland und der Flyschzone ein schmaler Zug von Kreide- und Eocän-schichten ein, der sich vom Isarthal bis zur Loischenebene bei Benedictauern erstreckt. Während die östliche Hälfte wegen der seichten Gräben kein Profil bietet, geben in dem übrigen Theil dieses Gebietes der Stallauer Graben, der Schellenbach und Vordere Rissgraben deutlichen Einblick in die verwickelten geologischen Lagerungsverhältnisse daselbst. Die Schichten sind saiger gestellt und wiederholen sich infolge von Längsstörungen in mehrfacher Folge hintereinander. Die Kreidebildungen werden von oben nach unten gegliedert in:

1. Hachauer Sandsteine (dies. Jahrb. 1898. II. - 453-) mit *Ostrea acutirostris*, *Gryphaea vesicularis* und *sublaciniata*, *Exogyra Matheoniana* var. *auricularis*, *Vola quinquecostata* und Haifischzähnen.
2. Gerhardsreuter Schichten. Die häufigsten Fossilien — es werden 20 angeführt — sind *Scaphites constrictus*, *Amussium inversum* und *Solarium granulatum*.
3. Pattenauer Schichten. Bis auf *Haplophragmium grande* und *Macropoma Mantelli* haben sie mit 2. keine Art gemeinsam; hervorzuheben sind *Belemnitella mucronata*, *Pachydiscus neubergicus* v. HAUER und nov. var. *stallauensis*, *P.* cf. *isculensis*, *P.* cf. *Brandti*, *Hoplites Vari* SCHLÜT. var. nov. *praematura* und *Inoceramus Cripsi*.
4. Grünsandstein {

{	b) Grünsand-Übergangsschicht, worin <i>Inoceramus Cripsi</i> , <i>Gryphaea vesicularis</i> und zum ersten Male <i>Belemnitella mucronata</i> auftreten.
{	a) Eigentlicher Grünsandstein.

Verf. zieht 4b zur Zone der *B. mucronata*. Er nimmt für 4a ein höheres Alter an, lässt es jedoch unentschieden, ob die Quadraten- oder auch noch die Granulatenzone in Betracht kommt.

Aus dem palaeontologischen Theil, worin 80 Arten besprochen werden, sind als neu ausser den oben genannten Formen hervorzuheben *Cardium Böhmi*, *Nerita* sp.

Joh. Böhm.

C. Zahalka: Bericht über die Resultate der stratigraphischen Arbeiten in der westböhmisches Kreideformation. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 49. 1899. 569—580.)

—, Über die Schichtenfolge der westböhmisches Kreideformation. (Ibid. 50. 1900. 67—168. 4 Tabellen.)

Seit 20 Jahren hat Verf. von der Umgegend von Raudnitz aus, wo alle Zonen am besten entwickelt, leicht zugänglich, wenig durch Ver-

werfungen gestört und reich an Versteinerungen, nach petrographischen, palaeontologischen und physikalischen Merkmalen scharf von einander abge sondert sind, die Kreideablagerungen nach NO. und O. hin in das Daubaer-Gebirge und nach W. durch das Egergebiet bis nach Laun und Postelberg untersucht und dabei die Facies- wie Mächtigkeitsveränderung jeder Schichte festgestellt. Dieselbe Zone kann in verschiedenen Gegenden ja petrographisch verschieden sein, und damit ändert sich die Vergesellschaftung der Versteinerungen. Die Verkennung dieser Verhältnisse hat dazu geführt, Fossilien in einer Zone aufzuführen, die nicht dahin gehören. So ergab die Verfolgung der Horizonte, dass z. B. die Launer Knollen Frič's bei Laun und überhaupt in der westböhmisches Kreide kein selbständiger Horizont sind, sondern zu verschiedenen Zonen gehören, oder dass die Teplitzer Schichten nicht älter als die Priesener Schichten sind, sondern umgekehrt. Aus diesem Grunde hat Verf. die bisher gebrauchten Localnamen aufgegeben und dieselben durch die Zahlen I—IX ersetzt. Seine Beobachtungen hat er in zahlreichen, in tschechischer Sprache geschriebenen Aufsätzen veröffentlicht und deren Resultate nun in obigen zwei Arbeiten zusammengefasst. In zahlreichen Tabellen und in den Besprechungen der einzelnen Profile werden in übersichtlicher Weise die Ansichten der Autoren, die wie REUSS, KREJCI, FRIČ, SCHLÖNBACH und GÜMBEL sich mit der böhmischen Kreideformation beschäftigt haben, mit denen des Verf.'s verglichen und kritisch beleuchtet, so dass die zwei Arbeiten so als Führer beim Gebrauch der Arbeiten der genannten Schriftsteller wie bei Wanderungen im Felde dienen können. [Wünschenswerth wäre es gewesen, wenn Verf. seinen Horizonten auch die Leitfossilien beigefügt hätte.] Joh. Böhm.

W. N. Logan: A discussion and correlation of certain subdivisions of the Colorado formation. (Journ. of Geol. 1899. 83—91.)

Von Kansas ausgehend, parallelisirt Verf. die Horizonte der Colorado-Stufe in diesem Gebiete mit jenen von SO.-Colorado, den Black Hills, dem östlichen Dakota und von Iowa-Nebraska:

	Kansas	Colorado	Black Hills	Iowa-Nebraska	
Colorado-Stufe	Niobrara-Unterstufe	<i>Pteranodon</i> -Schicht. { <i>Hesperornis</i> -Schicht.	<i>Apishapa</i> -Schicht.	Schiefer, Kalkstein	Kreide, Kalkstein
		Schicht. { Rudisten-Schicht.	Upper Timpas	Schiefer, Kalkstein	
Fort Hays-Kalkstein	Lower Timpas	Kalkstein			
Colorado-Stufe	Benton-Unterstufe	Schiefer-Gruppe { Blue Hill-Schiefer	Carlile- { Upper Carlile	Schiefer	Kalkstein? Schiefer
		250' { <i>Ostrea</i> -Schiefer		Lower Carlile	
Lincoln-Kalkstein	Greenhorn-Kalkstein	Kalkstein			
Bituminöse Schiefer	Graneros-Schiefer	Schiefer			

Der Lincoln-Kalkstein und die *Ostrea*-Schiefer führen *Inoceramus labiatus* und charakterisieren sich somit als dem Turon angehörig. Die letzteren sind reich an *Ostrea congesta* var. *bentonensis*, welche wie *Serpula plana* den Inoceramen angeheftet ist, an Fischzähnen und von *Parapholas* durchbohrtem Holz. Die Blue Hill shales enthalten *Scaphites larvaeformis*, *vermiformis*, *Warreni*, *ventricosus*, *Prionocyclus wyomingensis*, *Placenticeras placenta*, *Inoceramus undabundus* und *I. tenuirostratus*; sie repräsentieren den Emscher, auf dessen Verbreitung in Nordamerika SCHLÜTER bereits hingewiesen hat. Die Niobrara-Unterstufe enthält *Ostrea congesta* var. *niobraraensis*, fossiles Holz, Holzkohle und Harz.

Joh. Böhm.

Tertiärformation.

De Grossouvre: Note sur l'Oligocène et le Miocène dans le Sud du bassin de Paris. (Compt. rend. Séances. Soc. géol. de France. 1900. 3. Déc. 147.)

Am Schluss des Eocän waren die Hauptbergformen des Berry bereits vorhanden und bildeten am Anfange des Oligocän die Grenze der Süswasserbecken; durch zwei Einschnitte, welche durch Verwerfungen entstanden, konnten sich die oligocänen Gewässer bis Neuvy-sur-Barangeon erstrecken und andererseits mit dem See der Brie verbinden. Am Schluss der Oligocänzeit hat der See der Limagne nicht mit dem der Beauce zusammengehungen. Die *Helix*-Kalke des Orléanais entsprechen dem Kalk von Montabuzard und den Mergeln des Orléanais, der Basis des Miocän, und wurden nebst den Sanden und Thonen der Sologne im S. auch durch den Rand der Kreideerhebung begrenzt; weiter nach S. sind derartige Ablagerungen nie beobachtet.

von Koenen.

D. Raymaekers: Note sur un gisement botanique d'âge landénien supérieur, à l'est de Tirlemont. (Bull. Soc. Géol. de Belgique. 26. CXXXI.)

In einem Brunnen wurde unter 1,20 m Dammerde und Schutt gefunden: thoniger, grauer Sand mit Geröllen, Knochen von Schwein, Landschnecken, römische Ziegel etc. 0,80 m, dann, unter einer Kieslage, bis 5,10 m hellgrauer Thon mit Block- und Zweigabdrücken, von welchen *Laurus degener* WAT. bestimmt werden konnte, eine auch sonst aus dem Landénien sup. bekannte Art.

von Koenen.

A. Verri et De Angelis d'Ossat: Contributo allo studio del Miocene nell' Umbria. (Rendic. R. Acc. dei Lincei. (5.) 8. 543—550. Rom 1899.)

Die Verf. beschäftigen sich mit den fossilführenden mergelig-kalkigen Tertiärschichten Umbriens, welche bald über, bald unter den „argille

scagliose“ liegen. Einige Autoren sahen diese Schichten als Miocän an und stützten sich dabei namentlich auf ihre Fossilien, die abweichenden Lagerungsverhältnisse wurden auf tektonische Störungen zurückgeführt. Andere wieder sahen die betreffenden Schichten als Eocän an. Besonders im Acquina-Thal nördlich von Carestello liegen die sandig-mergeligen *Pecten*-Schichten und Pteropodenmergel deutlich über dem „argille scagliose“. Die Fauna endlich ist eine mittelmiocäne, und zwar in der Schlierfacies, doch erinnern einige Vorkommen durch grosse Bryozoen und Pectiniden an das Helvetian.

A. Andreae.

G. Bonarelli: Alcune formazioni Terziarie fossilifere dell' Umbria. (Boll. Soc. geol. Ital. 28. 484—490. 1899. Rom.)

Die im vorstehenden Referat geäußerte Ansicht, dass die mergelig-sandigen Tertiärschichten Umbriens alle gleichalterig seien und zum Miocän gehören, wird hier vom Verf. bestritten. Im nördlichen Umbrien sei überhaupt Miocän noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen, immerhin mögen die Schichten mit *Lucina* vielleicht hierher gehören, jedoch keineswegs die harten Pteropodenmergel.

A. Andreae.

Ugolini: Sopra alcuni fossili dello Schlier del Monte Cedrone (Umbria). (Boll. Soc. geol. Ital. 18. 289—296. Rom 1899.)

Sandig-mergelige Schichten vom Monte Cedrone bei Città di Castello in Umbrien lieferten eine vorwiegend aus Pectiniden und Seeiegeln bestehende Fauna, von der sich Aufsammlungen im Museum von Pisa befinden, welche Verf. studirte. Diese Fauna entspricht derjenigen des mittelmiocänen Schlier und ist keinesfalls eocän, wie LOTTI und andere nach ihrem scheinbaren Auftreten unter Schichten mit Nummuliten und Orbitoiden annahmen.

A. Andreae.

E. Clerici: Appunti per la geologia del Viterbese. (Rend. Accad. Lincei. (5.) 9. Sem. 1. 56—62. 1900.)

In der Nähe von Viterbo bei Bagnaia kommt ein Gestein vor, das seit 80 Jahren nicht genau bestimmt ist, obwohl zahlreiche Geologen, u. A. auch Ref., sich mit demselben beschäftigt haben. Man hat es für einen Trachyt, Trachyttuff, Glimmerandesit, hypersthenführenden Glimmerandesit, für einen andesitischen Trachyt oder felsitischen Dacit gehalten. Es sieht aus wie ein Peperin, und CLERICI pflichtet wegen der vielen pliocänen Mergelinschlüssen SABATINI bei, der zwar die lavaartige Natur hervorhob, aber doch eine Menge Gründe für die Tuffnatur anführte. Unter dem Peperin liegen pliocäne Mergel, darunter Kalke. Letztere sind von FANTAPPIÈ und DE STEFANI für Miocän gehalten, und da sie auch vulcanisches Material beim Auflösen hinterlassen sollten, so hätten die Eruptionen des Ciminer Vulcanes im Miocän bereits begonnen. CLERICI zeigt nun, dass der Kalk identisch ist mit dem pliocänen Kalk Südetruriens,

z. B. bei Corneto, und dass die vulcanischen Materialien, die in den Mergeln unter dem Peperin stecken sollen, Foraminiferensteinkerne aus Glaukonit, nicht Augit etc. sind. Die obersten Schichten der pliocänen Mergel deuten auf eine terrestrische Zeit hin, ehe sich die Ciminer Schlote öffneten und der Peperin entstand. Die Eruptionen haben demgemäss nicht schon im Miocän, sondern erst im mittleren Pliocän begonnen. **Deecke.**

D. Sangiorgi: Fossili pliocenici raccolti nei colli fiancheggianti il Santerno. (Riv. Ital. di Pal. An. 5. Bologna 1899. 111—115.)

Nach einer Neuuntersuchung der Fauna des Tertiärgebietes der Hügel am Santerno, die schon früher von SCARABELLI und FORESTI studirt worden sind, tritt Verf. für deren pliocänes Alter ein. Es handelt sich hier nur um pliocäne Horizonte, charakteristische Arten des Tortonien (Obermiocän) fehlen und solche der piacentinischen Stufe sind ungemein häufig.

A. Andreae.

C. Depéret et R. Fourtan: Sur les terrains neogènes de la Basse Égypte et de l'isthme de Suēs. (Compt. rend. d. séances de l'Ac. des sciences. Paris. 131. 401—403. Août 1900.)

Das mediterrane Miocän bedeckte das Delta des Nil und den Isthmus von einigen Inseln abgesehen, sowie Theile des Golfs von Sues bis zum 27.° n. Br. Es werden unterschieden: Etage Burdigalien = I. Mediterranstufe und Vindobonien = II. Mediterranstufe, und an Profilen vom Gebel Geneffe erläutert.

Das Pliocän des Nilthals zerfällt in die Sande mit *Clypeaster* (Plaisancien) und die Sande mit *Ostrea cucullata* (Astien).

M. Blanckenhorn.

K. Martin: Die Eintheilung der versteinерungsführenden Sedimente von Java. (Samml. d. geol. Reichsmus. in Leiden. (1.) 6. 1900.)

VERBEEK und FENNEMA hatten das Neogen von Java und Madura eingetheilt in: m 3 Kalkstufe = Pliocän und Obermiocän, m 2 Mergelstufe = Jung- und Mittelmiocän (die höchsten Schichten theilweise Pliocän), m 1 Breccienstufe = Altmiocän. Es sind nun alle von VERBEEK gesammelten Fossilien bestimmt worden und es werden die einzelnen Fundorte mit ihrer Fauna näher beschrieben: 1. Madura. 2. Surabaja. 3. Rembang. 4. Madiun. 5. Semarang. 6. Suracarta. 7. Jogjakarta. 8. Tégat. 9. Cheribon. 10. Preanger-Regentschaften (mit 8 verschiedenen Fundorten). 11. Bantam (mit 4 Fundorten). Es werden dann die Faunen dieser Fundorte verglichen und es zeigt sich, dass die pliocänen Fundorte in geringerer Höhe über dem Meere liegen als die miocänen, und zu letzteren gehören die Sedimente der Residenz Rembang und der Preanger-Regentschaften. Die ersteren

erreichen eine Meereshöhe von 910 m, die letzteren von 300 m (im Liegenden von Braunkohlenflötzen), die von Tgi Limat nur von 170 m die pliocänen Schichten finden sich bei 25—78 m Höhe und näher dem Meere als jene, doch sind die Faunen nicht scharf getrennt. Verschiedenheiten beruhen mindestens theilweise auf Faciesverschiedenheiten. Zur Stufe m3 gehören die Faunen von: 1. Gunung Tëgiring II. 2. Gunung Këlier und Ngaran. 3. Podjok. 4. Wirosari, doch meint Verf., vielleicht sei m3 nur eine andere Facies von m2. Von m1 ist noch wenig bekannt. Ferner werden die von VERBEEK untersuchten Orbitoiden und die eocänen Nanggutan-Schichten besprochen, die *Orthophragmina*, die *Lepidocyclina* und deren Alter, sowie das Vorkommen der Gattung *Conoclypeus*. Zur Kreide gehören die Kalke mit Orbitolinen aus Banjumas, und schliesslich werden erwähnt die Glimmerschiefer, Talkschiefer und Quarzitschiefer aus dem Süd-Seraju-Gebirge, deren Alter noch unsicher ist.

von Koenen.

Quartärformation.

G. Maas: Über Endmoränen in Westpreussen und angrenzenden Gebieten. (Jahrb. preuss. geol. Landesanst. für 1900. 93—147. 4 Taf.)

Auf die Länge von über 200 km wird im Anschluss an die hinterpommern'sche Endmoräne von Dramburg an der Endmoränenzug verfolgt (vergl. die beigegebene Karte). Neben dem Vorkommen zug- und wallartig auftretender Blockanhäufungen werden die charakteristischen Landschaftsformen (infolge ungleichförmiger Aufschüttung oder Aufpressung) berücksichtigt.

Die Endmoränen bestehen hier theils aus typischen Grandkuppen in oft mauerartigen Wällen mit enormem Blockreichthum, theils aus verbindenden Streifen von Geröllbeschüttung. An den Aussenseiten sind oft grosse oder kleinere Sandr entwickelt, auf der Innenseite sieht man die normale wellige Grundmoränenlandschaft und Sande von Stauseebecken; zahlreiche Durchbrüche von Gletscherbächen unterbrechen den Verlauf, der unabhängig von den Höhenverhältnissen ist.

Der Zug setzt sich aus einzelnen Bogen zusammen und verläuft aus der Gegend südöstlich von Dramburg über Klein-Sabin, Gross-Linichen, sich dann in zwei Parallelzüge auflösend zum Küddow-Thal, mit den Jastrower und Ratzebuhrer Bergen.

Sandr im Hinterlande sind z. Th. in ihrer Zugehörigkeit noch nicht aufgeklärt. Jenseits der Küddow liegt bei Krummenfließ der Bauchberg als Fortsetzung, an ihn schliesst sich nur Steinbestreuung, bis bei Grunau wieder typische Endmoräne folgt, die sich in zwei Zipfel theilt nach SO., nach Zempelburg und WNW. über Camin, die Obkaser Berge nach den Damerauer Bergen. Hier schart sich der Zug mit der Drausnitz-Mangelmühler Endmoräne: mehrere Theilstücke durchkreuzen sich in mannigfacher

Art, einer unregelmässigen Oscillation des Eisrandes entsprechend; die Züge verlaufen zur Tucheler Heide, wo zahlreiche Scharungen eine reiche Folge von Einzelstücken bilden; bei Abrau ist im N. des Zuges ein grosses, von Alluvionen erfülltes Staubecken in die Grundmoränenlandschaft eingesenkt.

Der nördliche Zug lässt sich von hier bis weit nach W. zurückverfolgen über Konitz bis Hammerstein östlich des Küddow-Thales. Dieser nördliche Theil setzt sich in die Neukirch-Tucheler Endmoräne fort. Hier am Heiderande sind die Moränenzüge scheinbar plötzlich verschwunden, doch lassen sich Geschiebestreifen nachweisen, die weiter nach O. in deutliche Endmoränen übergehen. Diese abweichende Ausbildung der Endmoräne im Bereiche des Brahe-Thales steht mit der Höhenstufe am W.-Rande des Heidegebietes in Zusammenhang (innerhalb des Heidegebietes hat nur der obere Geschiebemergel grössere Verbreitung, der untere ist fast ganz zerstört, entsprechend einer interglacialen Senke des Gebietes, ferner infolge von jungen, noch diluvialen Dislocationen); Bohrungen zeigen eine Aufschiebung des Tertiärs auf das Diluvium längs einer im Streichen des Tertiärs liegenden, südwestlich einfallenden Überschiebungsfäche; dazu kommen Dislocationen, die unter verschiedenen steilen Winkeln gegen die Streichrichtung des Tertiärs verlaufen, Querbrüche mit eingesunkenen Schollen, staffelförmiges Absinken gegen das Gebiet der Tucheler Heide (zwei Hauptssysteme von Dislocationen, eine NW. und NNO.). Ein Profil (p. 126) zeigt, dass die unter- resp. interglacialen Bodenbewegungen auch noch später fortsetzen (Verwerfung von Oberdiluvium mit 3,5 m Sprunghöhe). Dieses verhältnissmässig kleine Senkungsgebiet veranlasste die Auflösung der Endmoräne in zahlreiche, oft sich durchkreuzende Staffeln, daneben auch eine grosse Wirkung der unter dem Eise circulirenden Wässer; deshalb stellt hier der Geschiebesand nur eine sandige Facies der Grundmoräne dar. Die jungdiluvialen Tuffkalke sind Abscheidungen aus dem Sande in gewissen Stadien des Wasserstandes.

Der weitere Verfolg der Endmoräne jenseits des Brahe-Thals ergab in einer Bohrung bei Suchau ein interglaciales Süsswasserlager in 8—10 m. Nach O. zu wird die Endmoräne undeutlicher, alle Züge zeigen eine auffallende Umbiegung nach N. Bei Zielonka haben wir wieder deutliche Grandkuppen und Blockpackungen, die Moräne setzt sich nach N. fort über Kamionka bis Schliewitz; hier bildet ein breites, SO. verlaufendes Schmelzwasserthal (Prussina und unteres Schwarzwasser) wieder die Grenze zwischen zwei Staffeln des preussischen Höhenrückens. Jenseits des Thales liegt der deutliche Zug bei Osche, der sich bis Schwetz erstreckt.

Auch östlich des Weichselthales lässt sich die Endmoräne verfolgen. In der Gegend zwischen Culm und Graudenz ziehen sich drei, durch tiefe Senken getrennte Kuppenzüge (Gollub, Briesen, Rheden). Hier fand sich bei Druschin Interglacial.

Ausser dem besprochenen Zuge sind noch einzelne gesonderte Stücke bekannt: westlich Schneidemühl, Spuren östlich vom Küddow-Thal, im S.; im N.: Pr. Stargard mit Czersk und einem scharf nach N. umbiegenden,

äsartigen Rücken bis in die Gegend von Mewe (tektonische Faltung oder Drumlin?). Im O. des Weichselthales zieht die Endmoräne als Spiegelbild des westlichen Hauptbogens in einem oder mehreren parallelen Zügen von Staumoränen und Durchragungen erst in N.—S., dann in SO.-Richtung durch die Gegend von Riesenburg, Freystadt und Lessen; Bogen reiht sich an Bogen, oft verfließen die dicht gedrängten Etappen in ein Gewirr von Kuppen und Rücken; grössere Sandr fehlen meist. Ein südlicher Zug führt zu den Kernsdorfer Höhen.

Zum Schluss kommt Verf. auf KEILHACK's Urstromthäler: „falls wirklich zu jedem der norddeutschen Urstromthäler eine bestimmte Eisrandlage gehört, kann dies für das Thorn-Eberswalder Hauptthal unmöglich die grosse baltische Endmoräne sein“.

E. Geinitz.

G. Maas: Geologische Skizzen aus der Tucheler Heide. (Schriften d. Naturf. Ges. Danzig. 10. (1.) 1899. 15 p.)

Das Gebiet der Tucheler Heide zwischen den beiden Rändern bei Tuchel und am Schwarzwasser ist ein Sandr, aus welchem sich erst weiter nach Süden hin Thäler entwickeln, in den beiden Randgebieten liegen die Endmoränen in kleinen Vorstufen. Der See von Sady ist ein Stausee hinter einer der Tucheler Endmoränen. Der Heideboden ist ursprünglich kalkhaltig, echter Heidecharakter mit der buschartigen Kiefer, der „Kusel“, findet sich nur auf ausgelaugtem Boden vernachlässigter Stellen und auf Dünen. Auch Moorheide tritt auf; Heidemoore und Ortstein scheinen zu fehlen. Aufschlüsse der tiefsten Schichten bietet das Brahethal: Braunkohlenflötze, Flammenthon, Interglacialsand mit *Valvata piscinalis* u. A. Die gleichartig ausgebildeten Schichten des Tertiärs mit gleicher nordwestlicher Streichrichtung treten in Falten auf, die ihren Ursprung einer gemeinsamen Kraft verdanken, Mulden und Sättel, auch Querverwerfungen sind zu erkennen. Es wurde nur ein Geschiebemergel, der Obere, nachgewiesen.

Zum Schluss folgt eine anschauliche Skizze der geologischen Entwicklungsgeschichte des Gebietes.

E. Geinitz.

E. Stolley: Geologische Mittheilungen von der Insel Sylt. I. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schl.-Holst. 3. 1900. 147—159.)

Die Austernbank am Panderkliff. Die 4 m ü. d. M. liegende Austernbank ist nicht, wie ZEISE annimmt, postglacial, sondern wird als interglacial angesehen. Der unterlagernde geschiebereiche Diluvialsand ist der Auswaschungsrückstand des Diluviums der zweiten oder Hauptvereisung, der überlagernde geschiebefreie Decksand ist echter jungdiluvialer Heidesand. Die Austernbank ist also den der Gruppe der zweiten Interglacialzeit angehörenden marinen Ablagerungen mit temperirter Fauna (Tarbeck, Blankenese, Stöss) einzureihen. Ihre Höhenlage ist niedriger als die der anderen schleswig-holsteinischen. Der Heidesand Schleswig-

Holsteins unterscheidet sich von dem des übrigen Norddeutschlands, da hier der Eisrand viel stabiler war als dort; der Decksand Sylts ist jungdiluvial nur in dem Sinne des Wortes, als er der ganzen dritten Vereisung, nicht nur deren Abschmelzperiode entspricht. E. Geinitz.

A. Klautzsch: Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Seehesten und Sensburg. (Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1899. XC—XCV.)

Eine grosse Sandzone ist als Absatz eines Stromes zu deuten, der unter der noch auflagernden Eisdecke floss; in diesem schmalsten Theil nimmt dieser Sandstrom typische Åform an. Interessant ist in den Graden die grosse Menge silurischer Kalksteine. Bei dem Nebenarm dieses Zuges deutet seine grosse Mächtigkeit auf eine versandete Thaltrogbildung, ähnlich den grönländischen. Diluvialer Diatomeen-führender Kalk ist dem oberen Geschiebemergel eingelagert. Aus einigen Bohrprofilen ergibt sich eine Mächtigkeit des Diluviums bis 130 m. E. Geinitz.

C. Gagel: Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Angerburg und Kruglanken. (Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1899. LXIV—LXXIV.)

Während der Mauersee im S., O. und W. von Terrassenbildungen umgeben ist, fehlt im N. ein solcher Abschluss, vielmehr ist eine breite Senke vorhanden; der nördliche Abschluss des Sees wurde deshalb von dem Rande des Inlandeises gebildet. Als eigenthümliche subglaciale Thalbildungen beiderseits der Angerapp werden horizontal gelagerte Thon- und Sandablagerungen beiderseits des Flusslaufes bezeichnet, die frei auf dem Plateau liegen. Einige Wiesenkalklager (unter Sanden) werden wohl als diluvial zu bezeichnen sein. E. Geinitz.

A. Stella: Sulle condizioni geognostiche della pianura piemontese, rispetto alle acque del suolo. (Boll. Com. Geol. Ital. Roma. 31. 4—29. Taf. I. 1900.)

Da die Stadt Turin eine neue Wasserleitung nöthig hat, hat Verf. als Vorstudium zu einer solchen die Grundwasserverhältnisse des Po-Thales und der piemontesischen Ebene in der Nähe und südlich wie nördlich von der Stadt untersucht. Es kommen vorläufig nur die quartären Ablagerungen in Betracht, die sich aus dem alten Diluvium (Hochterrassenschotter), Diluvium, den Moränen und dem Alluvium zusammensetzen. Letzteres ist wieder in das terrassirte und das jüngste gegliedert. Alle diese Schuttmassen von fluviatiler oder fluvioglacialer Entstehung steigen langsam oder terrassenförmig gegen das Gebirge oder die Colline torinesi an. Hochterrassenschotter und Moränen sind wenig durchlässig, dagegen die schwach oder deutlich geschichteten Diluvial- und Alluvialschichten desto mehr.

In sie sinken sofort die Regen ein, ja das Wasser der vielen Berieselungs-canäle versickert, so dass die tieferliegenden Quellen in den Monaten der Bewässerung an Gehalt zunehmen, aber an Güte verlieren. Das Gleiche gilt von den gewöhnlichen Brunnen der tieferen Stufe in der Ebene. Man kann nun ein Oberwasser im Boden von tieferem Grundwasser unterscheiden. Der Spiegel des Oberwassers ist in den niedrigeren Gebieten dicht unter der Oberfläche zu finden, steigt langsam gegen das Gebirge an, aber weniger steil als das Gelände, immerhin liegt er auf der höheren Terrainstufe schon mehrere Dekameter unter Tag. Wo Oberfläche und Oberwasserspiegel sich berühren, haben wir natürlich eine Menge von Quellen, die längs des alpinen Randes nördlich und südlich der eigentlichen Turiner Hochebene an den Abfall der höheren Stufe gebunden sind. In der Pianura di Torino aber tritt diese Quellenlinie bis dicht an den Po und unmittelbar an die Stadt heran. Die tieferen Wasser sind in dem letzten Gebiet durch unterirdische Verbindungen mit dem Oberwasser in directer Beziehung; denn selbst aus Tiefbohrungen stellen sie sich mit jenem gleich hoch ein. Anders steht es im Norden und Süden von Turin, dort sind den fluvioglacialen Schichten Lehm- und Thonbänke eingeschaltet, die zwischen sich von einander unabhängige Wassermassen von verschiedenem Druck, also auch verschiedener Infiltrationen einschliessen. Manche steigen sogar über Tag auf. Die zuletzt erörterte Frage, welche Wasser für Turin am besten benutzbar sind, hat hier kein weiteres Interesse.

Decke.

Im Anschluss an das über die arktische Flora mitgetheilte wird es vielleicht am Platze sein, auch der interessanten Abhandlung A. S. JENSEN's (11) zu gedenken, die Ref. aber nur aus dem Referate WEBER's (Bremen) kennt¹. JENSEN untersuchte demnach die von der dänischen Ingolf-Expedition 1896 am Grunde des Meeres zwischen Jan Mayen und Island gesammelten Conchylien und Fischreste. Unter diesen fanden sich aus den Tiefen von 936—2476 m in grosser Menge Reste solcher Thiere, die in Tiefen von höchstens etwa 190 m, meist aber in solchen von 10—100 m leben. F. NANSEN hält es für ausgeschlossen, dass diese Reste von anderwärts an ihre heutige Fundstelle gelangt seien und auch H. FRIELE hat schon 1879 sich über das häufige Vorkommen von Seichtwasserthieren in grossen Tiefen an verschiedenen Punkten des nördlichen Eismeerer geäussert. Diese Ergebnisse können nun für die grosse Landverbindung sprechen, die von den Pflanzengeographen schon lange vermuthet wurde; Verf. meint, dass die betreffende Hebungsperiode mit einer Eiszeit zusammenfiel; Ref. ist aber der Ansicht, dass hier eine Spur der alten Landverbindung gefunden sei, die in der Tertiärzeit zwischen Europa und Nordamerika bestanden haben muss, in der Quartärzeit dann allmählich versank, aber nach dem Schlusse der Eiszeit doch nicht so lückenhaft geworden war, dass sie nicht eine Pflanzenwanderung von Nordeuropa nach Grönland hätte vermitteln können.

M. Staub.

¹ Bot. Centralbl. 85. 49; vergl. auch dies Jahrb. 1902. I. -463-.

Berichtigung.

1902. I. p. -122- Z. 11 v. o. lies: *Cycloclypeus* statt *Conoclypeus*.
 „ „ p. -463- Z. 22 v. o. „ Tiefe statt Nähe.

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: 1902

Band/Volume: [1902](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1043-1126](#)