

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

M. P. Rudzki: Deformationen der Erde unter der Last des Inlandeises. (Bull. internat. de l'Acad. des Sciences de Cracovie. Avril 1899. 169—215.)

Das Zusammenfallen der Gebiete vormaliger Vergletscherungen mit dem Bereiche von Hebungerscheinungen hat bekanntlich zu drei verschiedenen Erklärungsversuchen geführt. Man hat angenommen, dass die Eismassen durch eine Störung der Niveauflächen zu namhaften Anschwellungen des Meeresspiegels führten, ferner dass sie durch Abkühlung der unter ihnen liegenden Schichten zu einer Einsenkung der Kruste führten, endlich hat JAMESON ausgesprochen, dass das Eis durch seine Last die Kruste eingedrückt habe.

Die erstere Annahme ist durch die Rechnungen von H. HERGESELL, v. DRYGALSKI und R. S. WOODWARD als ungenügend erwiesen worden.

RUDZKI zeigt mit Hilfe einer von R. S. WOODWARD aufgestellten Formel, dass auch die zweite von v. DRYGALSKI (dies. Jahrb. 1890. II. -235-) vertretene Anschauung nicht zur Erklärung des Phänomens führt, da sich für die Depression der Kruste infolge von Erkaltung durch das Eis binnen einer Million Jahre nur 7,21 engl. Fuss, und wenn man annimmt, dass die Schmelzwässer tief in die Kruste eindringen, nur 21,3 engl. Fuss ergeben.

Er untersucht nunmehr den dritten Erklärungsversuch, und entwickelt, ausgehend von den von THOMSON und TAIT aufgestellten Formeln die Deformationen einer vollkommen elastischen isotropen Kugel bei gegebenem Drucke in der Oberfläche derselben. Die mathematische Entwicklung führt zur Aufstellung einer Formel für die radiale Verschiebung Δr . RUDZKI berechnet dieselbe zunächst unter Annahme der gleichzeitigen Vereisung beider Halbkugeln, indem er annimmt, dass sich die Erde wie eine isotrope eiserne Kugel deformiert. Der Einfachheit halber nimmt er an, dass die Ver-

eisungen polare gewesen seien und sich je bis zum Parallele von 60° erstreckt hätten. Sie nahmen daher 0,133 der Erdoberfläche ein, und wenn ihre mittlere Mächtigkeit (bez. die Differenz ihrer mittleren Mächtigkeit von der noch existirender Eismassen) h betrug, so bewirkten sie eine allgemeine Senkung des über den Rest der Erdoberfläche gleichmässig ausgebreitet gedachten Oceans um 0,13923 h . Wir haben also im Bereiche der polaren Eiskappen eine Verstärkung des Druckes um 0,9 h (0,9 spec. Gew. des Eises), sonst eine Druckminderung von 0,13923 h . Die Verstärkung des Druckes bedingte ein Einsinken der Kruste, eine Radiusverkürzung (Δr negativ), während die sonst erfolgende Entlastung ein Aufquellen der Kruste, eine Radiusverlängerung (Δr positiv) zur Folge hatte. Hand in Hand mit diesen Verticalverschiebungen der Kruste (die zugleich auftretenden tangentialen lässt RUDZKI absichtlich ausser Betracht) gehen Veränderungen der Niveauflächen der Erde; sie sinken und steigen mit der Kruste, und zwar um geringere Beträge (δr_1). Weitere Deformationen der Niveauflächen bewirken die Anhäufung von Eismassen (δr_2), endlich sinkt der Meeresspiegel allgemein wegen der Wasserentnahme für Bildung der grossen Vergletscherungen d. Darnach setzt sich die Bewegung der Strandlinie während der Vergletscherungen (Dr) zusammen aus Bewegungen der Kruste (Δr), Deformationen der Niveauflächen (δr_1 und δr_2), sowie dem allgemeinen Sinken des Meeresspiegels (d) wegen Wasserentnahme, und es muss gesetzt werden

$$Dr = \delta r_1 + \delta r_2 - \Delta r - d.$$

RUDZKI berechnet zunächst Δr unter Annahme einer gleichmässigen Eismächtigkeit h , er wiederholt dann die Rechnung unter der Annahme, dass die Eismächtigkeit von der Mitte bis zum Rande abnehme; erhielt er erst für die Depression Δr am Rande 89 h , so findet er nun 75 h , also eine geringfügige Differenz; da seine Methode nothwendig zu kleine Deformationen liefert, so erachtet er seine unter Annahme gleicher Mächtigkeit erhaltenen Ergebnisse nur für scheinbar zu gross. Für die Deformationen der Niveauflächen δr_1 erhält RUDZKI zunächst zu grosse Werthe, weil er die Dichteänderungen im Innern der Kugel nicht berücksichtigt, und weil das seiner Formel zu Grunde liegende Theorem für einen isotropen Körper gilt. Er rechnet daher ein zweitesmal unter der Annahme, dass die Deformationen nur die obersten Schichten der Kruste berühren, und erhält dann halb so grosse Werthe. Die wahren Werthe der δr_1 müssen diesen letzteren minimalen viel näher liegen als den zuerst berechneten. Wir beschränken uns daher darauf, diese minimalen unten mitzutheilen. Die Störung der Niveauflächen durch die Eiscalotten rechnet RUDZKI nach den Formeln von R. S. WOODWARD. Bei Berechnung der allgemeinen Senkung des Meeresspiegels infolge von Wasserentnahme endlich trägt er dem Umstande Rechnung, dass nur 0,736 der Erdoberfläche vom Meere eingenommen ist. Wir geben in folgender Tabelle die Ergebnisse von RUDZKI's Rechnungen wieder, indem wir sie auf einen Normalwerth der Eismächtigkeit, $h = 1000$ Längeneinheiten, beziehen:

	Pole der beiden Vereisungen	Ränder der beiden Vereisungen	Aequator
	L ä n g e n e i n h e i t e n		
$-\Delta r$. . .	+ 249	+ 89	— 49
$+\delta r_1$. . .	— 64	— 29	+ 19
$+\delta r_2$. . .	+ 78	+ 33	— 19
$-\delta$	— 164	— 164	— 164
Dr . . .	+ 99	— 71	— 213

Unter Annahme zweier gleichzeitiger polarer Vereisungen bis 60° hätte man also eine allgemeine Senkung des Meeresspiegels, die am Aequator am grössten, an den Rändern der Eishauben am kleinsten wäre, und welche lediglich in schmalen, bis nahe zum Centrum der Vereisung reichenden Buchten durch eine Hebung ersetzt wäre.

RUDZKI berechnet sodann den Effect nur einer einzigen Vereisung. Die Ergebnisse sind folgende (wieder bezogen auf eine Eismächtigkeit von 1000 Längeneinheiten):

	Pol der Vereisung	Rand der Vereisung	Aequator	Antipoden des Eisrandes	Gegenpol
L ä n g e n e i n h e i t e n					
$-\Delta r$	+ 173	+ 86	— 25	+ 3	+ 75
$+\delta r_1$	— 52	— 28	+ 9	— 1	— 12
$+\delta r_2$	+ 94	+ 49	— 9	— 16	— 16
$-\delta$	— 82	— 82	— 82	— 82	— 82
Dr	+ 133	+ 25	— 107	— 96	— 35

Man hat also am Rande der Vereisung eine nicht unbeträchtliche positive Niveauveränderung, die ihren Maximalwerth in Buchten, die bis in die Mitte der Vereisung reichen, erlangt, sonst allenthalben negative Niveauverschiebungen, die zum Aequator hin zunehmen, nach dem Gegenpole aber wieder abnehmen. In dem speciellen Falle endlich, dass die Eismassen der Südhemisphäre, die auf $\frac{2}{3}$ einer bis 60° reichenden 1000 m mächtigen Eiskappe geschätzt werden, auf die Nordhemisphäre umgelagert wurden, ergäben sich folgende Strandverschiebungen: Mitte des Inlandeises: + 61 m, Rand unter 60° + 42 m, Antipoden der Eismitte — 30 m.

Zum Schlusse discutirt RUDZKI die Prämissen seiner Arbeit. Sie bestehen in der Annahme, dass sich der Wasservorrath der Erde seit der Eiszeit nicht geändert hat, und dass die Erde die Starrheit und Incompressibilität des Stahles besitzt. Mit letzterer Annahme, die betreffs der Starrheit plausibel ist, erscheinen Deformationen durch Belastung vereinbar, die im Vergleiche zu den Dimensionen der Erde ganz verschwindend, aber für Menschenmaass ziemlich ansehnlich sind. Viel grössere Deformationen ergeben sich naturgemäss bei Annahme einer geringeren Starrheit der Erde; bei vollkommener Plasticität wären sie ein Drittel der Eismächtigkeit. Gewisse Eigenschaften reeller Stoffe, die auf den Gang der Ereignisse während der Eiszeit grossen Einfluss haben konnten, konnten nicht in Rechnung gezogen werden. So die elastische Nachwirkung. Ihr zufolge

kann die Depression noch fortdauern unter einer Eiskappe, die bereits das Maximum ihrer Entwicklung überschritten hat, und andererseits können nach raschem Abschmelzen der Eiskappen noch rückständige Aufbiegungen sich vollziehen; z. B. konnte bei raschem Abschmelzen zweier gleichzeitiger Vereisungen die Einbiegung der Kruste durch Belastung noch ihr Maximum besitzen, während grosse Wassermassen bereits dem Meere zurückgegeben waren. So liessen sich die postglacialen Senkungen erklären. **Penck.**

J. W. Gregory: The Plan of the Earth and its Causes, (The Geogr. Journ. 13. 225—251. 1899.)

In den Umrissen der Erdoberfläche fällt die Concentration des Landes auf der Nordhemisphäre und seine Zuspitzung nach Süden auf, ferner sind Océane und Festländer in der Weise angeordnet, dass gegenüber den Océanen der einen Halbkugel Festländer der anderen liegen; lediglich Südamerika liegt gegenüber Südostasien. Verf. bespricht die verschiedenen Versuche, diese 3 Fundamentalthatsachen zu erklären, er weist die Erklärungen von G. H. DARWIN und PRINZ zurück und wendet sich nach kurzer Erörterung von E. DE BEAUMONT's Pentagonalmnetz der Tetraëderhypothese von LOWTHIAN GREEN zu, die er annimmt. Nach ihr entsprechen die 3 Océane und das Arktische Meer Einsenkungen der Erdoberfläche über den 4 Flächen eines Tetraëders, die 3 Continentpaare und das antarktische Land dessen 4 Ecken, ferner der Zug der oceanischen Wasserscheiden den Kanten des Schrumpfungstetraëders. Das Geoid könne als solches, nämlich als Tetraëder mit gewölbten Flächen betrachtet werden, naturgemäss sei dann die Schwere über den Tetraëderflächen grösser als im Bereich der Ecken. Im Laufe der geologischen Zeiten seien verschiedene Tendenzen des tetraëdrischen Zusammenfalles zur Geltung gekommen. Speciell sei in palaeozoischen Zeiten die Lage des Tetraëders eine verkehrte gewesen, so dass damals ein Landring um den Südpol entstand. Die mesozoischen Transgressionen könnten mit einem Wechsel in der Lage des Schrumpfungstetraëders in Zusammenhang gebracht werden. **Penck.**

P. Kahle: Zur Untersuchung von Mittheilungen über Verschiebungen in der Aussicht. (PETERM. Geograph. Mittheil. 1899. 217.)

Verf. empfiehlt in Gegenden, von denen Verschiebungen der Aussicht berichtet werden, fernphotographische Ansichten von geeigneten Punkten aufzunehmen und berichtet von einschlägigen Arbeiten. **Penck.**

J. B. Messerschmidt: Über Höhenmessungen und Höhenänderungen. (Schweiz. Bauztg. 34. No. 8, 9 u. 10.)

Eine Übersicht neuerer Vervollkommnungen des Präcisionsnivelements und muthmaasslicher Höhenänderungen. Solche sind bisher durch Messungen

lediglich an Seeufern nachweisbar gewesen, wo Abrutschungen oder Zusammensitzen lockeren Materiales anzunehmen sind. **Penck.**

Wilhelm Seibt: Gesetzmässige wiederkehrende Höhenverschiebung von Nivellements-Festpunkten. (Centralblatt d. Bauverwaltung. Berlin 1899. 1 u. 2. 117.)

Die Höhenlage der Bolzen-Festpunkte der Pegelhäuser zu Cranz und Brunshausen an der unteren Elbe schwankt immer 2—3 mm mit Ebbe und Fluth, und zwar liegen sie am höchsten bei niedrigem, am tiefsten bei höchstem Wasserstande. Als wahrscheinlichste Ursache hierfür bezeichnet SEIBT die sichtbar werdende elastische Nachgiebigkeit des nicht über die Elasticitätsgrenze hinaus belasteten Untergrundes der im Wasser stehenden Pegelhäuser. **Penck.**

Julius Gregor: Trigonometrische Höhenbestimmung des Punktes Uranschitz (Rašica) im Erdbebengebiete von Laibach. (Mitth. k. u. k. militärgeogr. Inst. Wien. 18.)

Die Höhe des Punktes Uranschitz nördlich von Laibach wurde Mitte der siebenziger Jahre, also vor dem Erdbeben durch das Präcisionsnivellement zu 641,17 m gefunden. 1896, also nach dem Erdbeben, wurde in der Gegend eine Triangulation dritter Ordnung vorgenommen, die mehrfach an Fixpunkte des Präcisionsnivellements angeschlossen wurde. Sie ergiebt die Meereshöhe der Uranschitz im Mittel zu 641,27 m, also nur um 10 cm höher als nach dem Nivellement. Darnach folgert Verf., dass das Erdbeben von 1895 keinerlei nennenswerthe (mehr als 1 dm betragende) Höhenänderungen in der Laibacher Gegend verursacht habe, und hebt ausdrücklich hervor, dass der St. Gallenberg, der sich nach der allgemeinen Ansicht um 4—8 m gesenkt habe, seine Höhe nicht geändert hat. Bemerkenswerth ist allerdings, dass die Höhe der Uranschitz nach den südlich gelegenen Nivellementsfixpunkten geringer ausfällt (641,09 m) als nach den nördlich gelegenen (641,38 m), darnach müsste man, wenn die Ergebnisse fehlerfrei wären, auf eine Erhebung von 15—20 cm im N. schliessen, doch können jene kleinen Differenzen auch durch Lothstörungen verursacht sein. **Penck.**

J. Vallot: Nouvelles recherches scientifiques exécutées dans le tunnel du Mont Blanc. (Annales de l'observatoire du Mont Blanc. 3. 1898. 141—152.)

In dem Tunnel, der 1891 15 m unter dem Mont Blanc-Gipfel in Firn und Eis getrieben wurde, hat VALLOT die Untersuchungen fortgesetzt, über welche er zuerst 1893 in den genannten Annalen (1. 131) berichtet hat. Die Temperatur in den Tunnelwandungen nahm von aussen nach innen bis zu einer Entfernung von 13 m ab, nämlich bis auf $-16,8^{\circ}$ und nahm dann wieder bis $-16,5^{\circ}$ zu. Zugleich zeigt sich ein allmähliches

Herabsinken der Tunneldecke infolge eines allgemeinen Zusammensitzens des Firneises der Wandungen, das Verf. zu 0,046 m auf den Meter im Laufe von 4 Jahren bei einer Mächtigkeit von 13 m schätzt. Über die Dichtigkeit des Firns und Gletschereises theilt er folgende Daten mit: Sommerfirn nahe der Oberfläche in 4359 m Höhe 0,4, Winterfirn von ebenda aus 2 m Tiefe 0,38, Winterfirn aus 0,3—0,5 m Tiefe in 3020 m Höhe 0,48, aus 15 m Tiefe im Tunnel (4792 m) 0,86, Gletschereis bei Les Grands Mulets 0,88. Mit Hilfe der Zahlen über die Compression und das specifische Gewicht des Firneises im Tunnel berechnet VALLOT dessen Alter zu 15 Jahren, entsprechend einer Jahressumme wässriger Niederschläge von 0,6 m jährlich; er hebt ferner hervor, dass die Umwandlung von losen Firn in festes Firneis lediglich durch Druck, und zwar auch bei Temperaturen von unter -15° geschieht.

Penck.

J. Vallot: La moraine profonde et l'érosion glaciaire. (Annales de l'observatoire météorologique du Mont Blanc. 3. 1898. 153—182.)

Eine Reihe vorzüglich abgebildeter Rundhöcker des Mont Blanc-Gebietes vergewissert VALLOT, dass die Gletscher die oberen Thalregionen gänzlich ausgefegt und ausgeputzt haben, nirgends zeigt sich hier eine Spur von Ausbruchserscheinungen; die Querrfurchen, welche senkrecht zu den Schrammen verlaufen, bringt er mit subglacialer Wasserarbeit in Beziehung. An einigen Stellen konnte VALLOT unter die untere Partie des Mer de Glace vordringen; er fand hier reines Eis, das sich hallenförmig über glatt gescheuerten Fels wölbte, und um so weniger Blöcke, je weiter er vom Rande des Gletschers gegen das Innere vordrang, Unter- und Innenmoräne nahm er nicht wahr. Diese Beobachtungen bestärken ihn in der Überzeugung, zu der ihn das Studium der Rundhöcker geführt hat, nämlich dass die Bildung der Untermoräne aufhört, wenn aller loser Schutt ausgefegt ist, da kein neuer durch Abbrechen des Gletschergrundes entsteht, und auch keine Trümmer von der Oberfläche zur Sohle gelangen. Deswegen ist aber auch die Annahme einer bedeutenden Tiefenerosion der Gletscher von der Hand zu weisen, sie arbeiten namentlich in die Breite und suchen die ausspringenden Thalsporne abzuschleifen. Sie fegen den Schutt aus den oberen Thalstrecken aus und lagern ihn in den unteren wieder ab.

Penck.

J. Vallot: Exploration des moulins de la mer de glace. (Annales de l'observatoire du Mont Blanc. 3. 1898. 183—193.)

In der grossen noch wirkenden Gletschermühle am Mer de glace erreichte VALLOT's Loth 1896 eine Tiefe von 34,5 m, in einer weiter unterhalb befindlichen, verlassenen, drang er bis 24 m Tiefe vor, dann kam ein Firnpfropfen, unterhalb dessen der Schacht noch 6 m tiefer verfolgt werden konnte; solche Firnpfropfen dürften sich auf zeitweiligen Wasseransammlungen im Schachte bilden. Der Schacht war ziemlich genau senkrecht, dies deutet darauf, dass die gesammte Eismasse, in der er sich befindet,

sich gleichmässig bewegt; retardirt dürfte die Gletscherbewegung lediglich dicht am Ufer und dicht am Boden werden. Ein Jahr später lothete FONTAINE in der grossen Mühle 86 m, ohne den Grund zu erreichen. Derselbe Forscher drang in einer weiteren Mühle bis 60,5 m Tiefe vor, sie war nicht genau senkrecht, doch wird nicht angegeben, wohin sie sich krümmt; neben dem Hauptschachte waren mehrere stumpf endende Nebenschächte. Eine Bohrung von EMILE VALLOT auf dem Mer de glace erreichte wegen mangelhafter Ausrüstung in 9 Tagen nur 25 m Tiefe.

Penck.

P. Tacchini: Misure magnetiche eseguite in Italia nel 1891, e contribuzioni allo studio delle anomalie ne terreni vulcanici. (Rend. Accad. Lincei Roma. 8. (2.) Fasc. 1. 22—28. 1899.)

Die Hauynophyre des Vulture, die vulcanischen Tuffe bei Cori, Mercogliano, Orte u. s. w. üben einen nachweisbaren Einfluss auf die magnetischen Zustände der Gegenden aus und lassen die Zahlen von Declination und Inclination deutlich, oft sprungweise wechseln. Alle die vulcanischen Gebiete mit magnetitreichen Gesteinen sind magnetische Störungsfelder.

Deecke.

Mittheilungen der Erdbebencommission der k. Akademie der Wissenschaften in Wien.

VIII. F. Becke: Bericht über das Graslitz'er Erdbeben, 24. October bis 25. November 1897. (Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl. 107. (1.) 789—959. 8 Karten. 8 Textfig. 1898.)

Einen ganzen Monat lang, vom 24. October bis 25. November 1897, fanden im nordwestlichen Böhmen, im sächsischen Vogtlande und im Fichtelgebirge wiederholte Erderschütterungen statt, welche durch eine für jene Gegenden verhältnissmässig bedeutende Intensität, ihre grosse Zahl und lange Dauer die Bevölkerung in Unruhe versetzten. Dieses Gebiet ist schon früher erschüttert worden. Der vom Verf. gegebene, sehr sorgfältige und eingehende Bericht ergänzt die von CREDNER (dies. Jahrb. 1899. II. -229-) und GÜMBEL (dies. Jahrb. 1900. I. -376-) auf sächsischer und bayerischer Seite gegebenen Berichte.

Während für das Beben vom 7. November das Epicentrum nahe bei Graslitz gesucht werden muss, verschiebt sich dasselbe später gegen S. Es darf indessen doch wohl von keinem punktförmigen Epicentrum gesprochen werden; allem Anscheine nach war es eine Linie, von der die Stösse ausgingen. Dieselbe zieht von Schönbach in erzgebirgischer Richtung gegen ONO. und läuft dann südlich bei Graslitz vorbei, etwa gegen Rothau oder Bleistadt. Von dieser Linie sind nicht nur die zwei Hauptstösse, sondern auch mehrere Nachbeben ausgegangen. Da jedoch in süd-südöstlicher Richtung eine starke Ausbreitung des Bebens stattfand, so wäre es wohl möglich, dass ausser jener ONO.-laufenden Störungslinie auch eine SSO.-streichende mitgewirkt hätte.

Was die Schallphänomene anbelangt, so ist eine Anzahl derselben der Erschütterung vorangegangen, eine andere derselben nachgefolgt, eine dritte gleichzeitig mit derselben gewesen. Eine Einwirkung auf Quellen zeigte sich mehrfach. Den Bewohnern des erschütterten Gebietes hat das Beben den Eindruck eines periodischen gemacht; die daraufhin vom Verf. angestellten Untersuchungen ergeben in der That, dass Zahl und Heftigkeit der Stösse ein Minimum Mittags und Mitternachts, dazwischen dann Maxima besonders in den frühen Morgenstunden hat. Kommt das etwa aber daher, dass in den nun folgenden Tagesstunden viele schwächere Stösse für die Beobachtung verloren gehen und in den vorhergehenden Nachtstunden wiederum viele verschlafen werden? Zum Theil findet diese Frage eine bejahende Beantwortung; es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass auch andere Ursachen als diese physiologische mit hineinspielen könnten. Ein Einfluss des Luftdruckes auf diese Erschütterungen ist dagegen entschieden nicht zu bemerken.

In der Richtung des Erzgebirgsabbruches, zwischen dem Ostende des fichtelgebirgischen Granitstockes und der Gegend von Graslitz, traten die häufigsten Erschütterungen auf. An beiden Enden dieser Linie wiederholten sich häufig local begrenzte Stösse. Was schon CREDNER hervorhob, das bestätigt sich auch hier wieder: es scheint nämlich ein Fortschreiten der Erschütterung von N. nach S. in den letzten Jahrzehnten sich bemerkbar zu machen. Die Tiefe des Herdes kann keine bedeutende gewesen sein. Näheres aber lässt sich darüber nicht aussagen.

Branco.

Petrographie.

Fr. Berwerth: Mikroskopische Structurbilder der Massengesteine in farbigen Lithographien. Nach der Natur lithographirt von A. BERGER und L. STEINER. Gedruckt in der lithogr. Anstalt von A. BERGER in Wien. 32 lithogr. Taf. Lief. IV mit 8 Taf. 4°. Stuttgart 1900. (Dies. Jahrb. 1899. I. -58-.)

In dieser Lieferung sind dargestellt: Granit nördlich von Sarkkila in Kangasala, Finland (Myrmekitische Structur SEDERHOLM); Pyroxenit aus der Serrania de Ronda, Spanien (körnige Structur der Peridotite und Pyroxenite); Granitporphyr von Ernsthofen im Odenwald, Hessen (holokrystallin-porphyrische Structur); granophyrischer Quarzporphyr vom Rosskopf bei Barr, Vogesen (schriftgranitische Granophyr-Structur); granophyrischer Quarzporphyr von Detzelen bei Bonndorf, Baden (pseudosphärolithische Granophyr-Structur); Phonolith vom Schlossberg bei Brüx, Böhmen (Structur des nephelinitoiden Phonolith); Leucitophyr von Burg Olbrück, Laacher-See-Gebiet (Ocellar-Structur); Hornblendedioritporphyr aus dem hinteren Suldenthal, Tirol (pilotaxitische Structur).

Eine Ergänzungs-Lieferung soll erscheinen, sobald die nöthige Zahl neuer typischer Structurformen in Massengesteinen vorliegt.

Th. Liebisch.

H. Rosenbusch: Über Euktolith, ein neues Glied der theralithischen Effusivmagmen. (Sitz.-Ber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. Berlin. 1899. 110—115.)

Als Euktolith (*εὐκτός* erwünscht) bezeichnet H. ROSENBUSCH die Lava eines erloschenen Vulcans Pian di Celle unfern San Venanzo in Umbrien zwischen Orvieto und Perugia, ein hell aschgraues Gestein, das in einer rauhen, sehr feinkörnigen Grundmasse dem unbewaffneten Auge ziemlich reichliche farblose Olivineinsprenglinge und vereinzelte hellgelbe Biotitblättchen zeigt. U. d. M. gesellen sich als Bildungen der intratellurischen Periode zu dem durchaus frischen Olivin und dem schwach pleochroitischen Biotit (hellgelb resp. farblos bis sattstrohgelb, $2E \text{ fast} = 0$) reichlich farbloser Melilith in dünntafelförmigen Individuen mit unregelmässiger randlicher Begrenzung und ebenflächiger oder durch eingewachsene Leucite unebener Basis, aufgebaut aus drei concentrischen Theilen, einem idiomorphen, optisch positiven, äusserst schwach doppelbrechenden Kern, einer gleichfalls idiomorphen, scheinbar isotropen Hülle und einer unregelmässig begrenzten, optisch negativen, etwas stärker doppelbrechenden Schale — Pfluckstructur fehlt durchaus —, sowie rundlich, auch ei- und birnenförmig gestalteter Leucit.

Bildungen der Effusionsperiode sind weniger idiomorpher Olivin, Melilith von der Beschaffenheit der äusseren Hülle der Einsprenglinge und niemals idiomorpher Biotit, der sich als schmale Hülle um Olivin und Melilith schmiegt oder die Zwischenräume zwischen den übrigen Gemengtheilen erfüllt. Vielleicht gehört auch ein Theil des Leucit hierher.

Magnetit in Oktaëdern ist nicht spärlich, Apatit fehlt fast gänzlich, Chromit- bzw. Picotiteinschlüsse finden sich in Olivin und Melilith, in letzterem auch grau- bis lederbraun durchsichtiger Perowskit; Nephelin liess sich nur sehr spärlich nachweisen.

In den miarolithischen Klüften findet sich der beschriebene Biotit in zahlreichen Blättchen aufgewachsen, ferner Härchen von Apatit und Kügelchen eines divergentstrahligen Kalkzeoliths, sowie spärlich Oktaëder eines farblosen Minerals, die nach ihrem chemischen Verhalten dem Sodalith zugerechnet werden.

Die Structur des Gesteins ist holokrystallin-porphyrisch mit einem wenig ausgesprochen porphyrischen Charakter; die Ausscheidung der intratellurischen Bildungen begann mit Magnetit, Chromit und Perowskit, es folgte Olivin, sodann Biotit und schliesslich Melilith und Leucit, die sich lange gleichzeitig bildeten; in der Effusionsperiode folgte auf Olivin Melilith und schliesslich Biotit.

Die Analyse ergab: SiO_2 41,43, TiO_2 0,29, Al_2O_3 9,80, Fe_2O_3 3,28, FeO 5,15, MnO nicht bestimmt, MgO 13,40, CaO 16,62, Na_2O 1,64, K_2O 7,40, H_2O 1,11, P_2O_5 fehlt; Summe 100,12; spec. Gew. 2,758; sie beweist die Zugehörigkeit des Gesteins zu den theralithischen Effusivmagmen und seinen Anspruch auf einen Platz in der Reihe: Leucitophyr, Leucitit, Leucitbasalt, Melilithbasalt.

Besonders nahe steht das Gestein dem Madupit, einem Biotit-Leucit-Diopsidgestein ohne Olivin und ohne Melilith (dies. Jahrb. 1899. I. -70-); durch seine mineralogisch durchaus abweichende Zusammensetzung liefert es ein erwünschtes Beispiel, „wie sehr chemisch nächst verwandte Magmen sich mineralogisch different entwickeln können“. In dem Gestein liegt eine Mischung der Kerne KAlSi^2 , NaAlSi^2 und R^2Si vor im Verhältniss von 34,4 : 8,4 : 57,2, während die Kerne CaAl^2Si^4 und R^2Si vollständig fehlen; dies entspricht dem lamprophyrischen Zuge im Charakter der theralithischen Magmen. Das Metallatomverhältniss ist in dem vorliegenden Gestein: Si 37,7, Al 10,5, Fe 6,2, Mg 18,1, Ca 16,1, Na 2,8, K 8,6.

In einer Anmerkung bespricht H. ROSENBUSCH die Bedeutung der Mineralbekleidung der langgestreckten miarolithischen Kluftflächen der Ergussgesteine; er vergleicht diese der pneumatolytischen Periode der Gesteinsbildung angehörigen Bildungen mit den pegmatitischen Adern der Tiefengesteine, da jeder Magmengruppe ganz bestimmte Bildungen der pneumatolytischen Periode zukommen. Als Beispiel wird die Mineralbekleidung der Klüfte der Arso-Lava von Ischia angeführt; hier finden sich: dünn tafelförmiger Feldspath, begrenzt von M, l, P, x, y, Winkel der Auslöschung auf $M = 11^\circ$, farblose, nach der trigonalen Zwischenaxe verzerrte (110) von Sodalith, rosaroth, isometrische (110) desselben Mineralen, Magnetit (111, 110), sechseckige Täfelchen eines hellblonden Biotites ($2E = 48^\circ$, $\rho < \nu$), grüne Säulchen von Augit ($c : c = 47^\circ$), braun durchsichtiger Hypersthen, — tafelförmig nach (100), begrenzt von (100), (110), (250), (201) und der neuen Form (101); $2H_a$ (gemessen in Monobromnaphthalin mit $n = 1,658$) = $78^\circ 10'$, c grün, b rothbraun — und haarförmiger Apatit. Diese Association deutet in Übereinstimmung mit dem chemischen und mineralogischen Charakter des Gesteins auf eine Verwandtschaft mit Monzoniten und Essexiten.

Milch.

V. Sabatini: Relazione sul lavoro eseguito nel triennio 1896—97—98 sui vulcani dell' Italia centrale ed i loro prodotti. (Boll. Com. Geol. Ital. 30. 30—60. 1899.) (Vergl. dies. Jahrb. 1897. II. -295-.)

Die Arbeit zerfällt in zwei Abschnitte, von denen der erste die Geologie der Monti Cimini und der Gegend von Viterbo behandelt, der zweite sich mit dem Bolsener See und dessen Nachbarvulcanen beschäftigt. Die ältesten sichtbaren Schichten unter den Auswurfsmassen des Ciminer Gebirges sind eocäne Kalkschiefer und Lagen mit Nummuliten, welche aber nur ganz local heraustreten. Weitere Verbreitung haben die pliocänen Sedimente, deren Fossilien von Orte, Borghetto, Bagnaia u. a. O. m. angeführt werden. Die jüngsten Bildungen sind mächtige Kalktuffe, mit deren Absatz aus warmen Quellen der Vulkanismus begonnen hat, und die heute nach Erlöschen des letzteren sich in gleicher unverminderter Weise bilden. Daher liegen die vulcanischen Tuffe oft zwischen zwei Travertin-

bänken. Das wichtigste Product der Vulcane ist der mehrere Quadrat-kilometer weit ausgedehnte Tuff (peperino), den manche als andesitische Lava beschrieben haben; da er aber deutlich geschichtet ist, gleichmässig die Unterlage aller jüngeren Gebilde ohne Unterbrechung darstellt, keinerlei Contactwirkungen aufweist, so fehlen ihm die wichtigsten Eigenschaften eines Stromes und trotz mikrolithischer Feldspathe dürfte es ein Tuff sein. Die Laven des Monte Cimino sind seit v. RATH bekannt, SABATINI sagt über sie nichts Neues aus. Zwischen die Tufferuptionen muss z. Th. eine längere Periode der Thalbildung zwischengetreten sein, da man deutlich verfolgen kann, dass manche der älteren auf ein ebenes Gebiet, die jüngeren auf ein von Wasserrinnen durchfurchtes Land niedergefallen sind und sich demgemäss eine grosse Mannigfaltigkeit der Profile ergibt, die kaum anders erklärt werden kann.

Der zweite Abschnitt behandelt den Bolsener See und dessen Seiten-vulcan von Latera. Beide Einsenkungen bestehen aus mehreren concentrischen, z. Th. zerstörten Ringen, in denen jüngere kleinere Vulcane sitzen. Beim Lago di Bolseno sind diese Ringe Terrassen, die sich treppenförmig zum See abstufen, hervorgegangen aus dem wiederholten Zusammenbruche eines mächtigen, dem Aetna gleichen Kegels. Während dieses Ereignisses entstanden zwischen den Ringen neu die Kratere von Monte Fiascone, Monte Bisenzio und der Inseln Bisentina und Martana. Der benachbarte Vulcan von Latera hat vier deutliche Ringe und in den beiden äusseren einige Adventivkratere, wie den Cono di Semonte, Cono di Monte Becco, Lago di Mezzano. Aus dem zerstörten westlichen Abschnitte des äussersten Ringes hat sich ein breiter, in Blöcke aufgelöster schaumiger Strom, il Lamone genannt, ergossen. Das System des Monte Latera erinnert sehr an die Albaner Berge, ist aber etwas complicirter. Verf. nennt solche Vulcane Crateri a sfoglie, was man als ineinander geschachtelte Vulcane übersetzen könnte. Zum Schluss werden nochmals die ganz jungen Durchbrüche von S. Venanzo in Umbrien und deren Melilithbasaltlava („Venanzit“) erwähnt, der ROSENBUSCH den Namen „Euktolith“ gab (siehe das vorhergehende Referat).

Deecke.

P. J. Holmquist: Om Rödömrådets rapakivi och gångbergarter. Mit einem Resumé in deutscher Sprache. (Sver. Geol. Undersökn. Ser. C. No. 181. 118 p. Mit 1 Karte u. 8 Taf. 1899.)

Auf der Insel Rödö, dicht bei der durch den Nephelinsyenit bekannten Insel Alnö kommt ein zum grössten Theile von der See bedecktes Rapakiwi-Massiv mit charakteristischen Ganggesteinen vor. Der Rapakiwi stimmt structurell mit dem finländischen überein, zeigt aber oft ein mehr granitisches Gefüge und einen Gehalt an Calcit, geringe Drückerscheinungen, ziegelrothe Farbe. Verf. ist zur Ansicht gelangt, dass für diese sauren Gesteine die gewöhnliche Lehre von der Aufeinanderfolge in der Ausscheidung der Mineralien nicht aufrecht erhalten werden kann. Es sind nämlich 4 bei der allmählichen

Temperaturabnahme eng verbundene Vorgänge zu unterscheiden. 1. Ausscheidung der noch flüssigen Mineralsubstanzen bei einer ihrem Krystallisationspunkt nahe liegenden Temperatur. 2. Orientirung und Zusammenfließen der ausgeschiedenen Partikel um Centra. 3. Trennung unter Mitwirkung der Oberflächenspannung, die jeder Flüssigkeitspartikel eine möglichst kleine Oberfläche verleiht. 4. Krystallisation der Flüssigkeitsmischung. Aus dem Magma entstanden so: 1. Mikrofelsit, wenn die Krystallisation gleich nach der Ausscheidung erfolgte; 2. Mikropegmatit, als die Orientirung abgeschlossen war und die Trennung einige Zeit gedauert hatte; 3. Rapakiwi-Granit, wenn die Trennung beendet war, ehe die Krystallisation eintrat. Dies ist sogar in dem Verhalten von Plagioklas und Orthoklas zu verfolgen.

Die Ganggesteine (40) werden in 3 Hauptgruppen gegliedert: Homogene saure Porphyre, inhomogene Porphyre und homogene basische Gesteine.

Die Porphyre sind oft innig mit dem Rapakiwi verbunden, so dass sie mit ihm wie verflochten erscheinen. Die erste Gruppe umfasst mehrere, sehr verschieden aussehende Gänge von verwandter Zusammensetzung, zunächst einen Felsitporphyr von Gorgviken mit dichter dunkelbrauner Grundmasse und gleichen Orthoklaseinsprenglingen. Kräftige Corrosionserscheinungen sind häufig mit centripetalen, nach innen erweiterten Hohlräumen im Quarz. Körnelung und Weiterwachsen der Feldspathe sind gewöhnlich, in der Grundmasse kommen Sphärolithe von positivem und negativem Charakter vor. Ein blaugrauer Porphyr mit rothen Feldspathen steht bei Storholmen an, schöne Mikropegmatitstructur und ein dunkles Salband besitzt ein hellgraubrauner Porphyrzug bei Sundsvall. Eine Reihe von solchen Gesteinen ist glimmerreich mit mikroskopischen Biotitblättchen. Die kleinen Einsprenglinge sind Quarz und saurer Plagioklas, letzterer mit einem Orthoklas mantel und einem merkwürdigen Einwachsen der Plagioklase in die Randzonen der Quarze. Zu diesen Gesteinen gehören ein grauer, ein licht braungrauer und ein schwarzgrauer Quarzporphyr von Storholmsfläian. Eigenthümlich ist ein Gestein von Skrufven mit mikro-poikilithischer Grundmasse und mit beinahe isotropen Zonen um die Einsprenglinge. Diese Zonen erweisen sich aber als gleich zusammengesetzt mit der Grundmasse. Diese Erscheinung hat ein grosses Interesse, wenn man erwägt, dass die Implicationen der sauren Porphyre in den Manteln der Einsprenglinge immer feiner struirt sind als in der Grundmasse. Die Ursache mag vielleicht darin liegen, dass die Unterkühlung des Magma in der Nähe der Einsprenglinge aufgehoben und dadurch das Stadium der Trennung hier kürzer als sonst im Magma war.

Die Kennzeichen der inhomogenen Porphyre sind: 1. Ungleichförmige Zusammensetzung in den Theilen der Gänge, daher Farbenwechsel. 2. Ungleichartige Einsprenglinge: Feldspäthe von verschiedener Art, Form und Grösse, Olivin (Pseudomorphosen) mit Quarzeinsprenglingen zusammen. 3. Ungleiche Vertheilung der Einsprenglinge im Gestein. 4. Fremde Gesteinseinschlüsse, und zwar in den basischen Gneisstrümern, in den sauren

Grünstein. Eine Ungleichheit des Resorptionsvermögens der sauren und basischen Magmen macht sich dadurch bemerkbar, dass die Quarzporphyre auf ihre Einschlüsse kaum eingewirkt zu haben scheinen, während die Gneissstrümmen in den Porphyriten randlich immer wie aufgelöst und die Mineralien wie zerflossen erscheinen. Die endogenen Veränderungen dieser sauren Gesteine bestehen darin, dass sie zuerst Fe-Oxyde aufnehmen und durch Chloritbildung dunkel werden. In den basischen Gesteinen aber wird der Feldspath sogleich alkalireicher. 5. Corrosionsformen besonders bei den Feldspathen stark entwickelt, auch Körnelung nebst Neubildung in feinfaseriger Gestalt. In den sogen. Lösungsräumen der Feldspathe sind Implicationen von Plagioklas (?) und Quarz vorhanden, aber mit anderer Structur als der gewöhnliche Mikropegmatit, da der Plagioklas gegen den Quarz als vierseitige, von (001) und (010) begrenzte Stäbchen aus gebildet ist.

Diese inhomogenen Porphyre zerfallen wieder in 3 Untergruppen, in saure, intermediäre und heterogene basische Gesteine. Der zur ersten gehörige Gang am Süden des Gråfläasian zeigt 4 vermengte Gesteine, nämlich: 1. Porphyr mit brauner Grundmasse, in dem 2. ein solcher mit chloritreicher, dunkelgrüner Grundmasse liegt. Dieser enthält 3. einen Spilit, in welchem 4. Gneissbruchstücke eingebettet sind. Es scheint, dass die sauren Porphyre jünger sind als die basischen. Die zweite Untergruppe der intermediären dürften als Syenite, Quarzsyenite bis Quarzporphyre aufzufassen sein. Die syenitischen Varietäten führen bisweilen frische Augite von 2 Arten und 2 Generationen, rhombischen Pyroxen und serpentinisirten Olivin. Wahrscheinlich sind diese Gesteine aus saurem und basischem Material zusammengeschmolzen. Die heterogenen basischen Porphyrite sind durch Gesteine auf Gråfläasian und Storholmen vertreten. Der erstere ist ein Porphyrit von diabasähnlichem Habitus mit Feldspathleisten, mattbraunen Orthoklasen und Quarzkörnern und einer chemischen Zusammensetzung, welche an Monzonit erinnert. Auch der scheinbar einheitliche Gang von Storholmen besteht aus zwei verschiedenen Porphyriten, einem saureren grünscharzen und einem basischeren braunschwarzen. Quarzeinsprenglinge und Quarzmandeln kommen vor und führen als Neubildungen Hornblende.

Die letzte Hauptgruppe der homogenen basischen Gesteine umfasst Porphyrite und Diabase, unter welchen letzteren Åsbydiabase vertreten sind, die sich den im präcambrischen Sandsteinen von Ulfön (Angermänland) eingeschalteten Gängen und Decken anschließen.

Die Altersfolge der Eruptivmassen auf Rödön ist: 1. Älteste Gesteine sind Rapakiwi und Rapakiwi-Porphyr. 2. Åsbydiabas mit Apophysen von z. Th. olivinfreien Diabasen, Uralitdiabas, Porphyrit, Spilit nebst durch Resorption gemischten Gesteinen. 3. Jüngste Felsarten: Quarzfeldspathganggesteine, z. Th. auch Gesteine von mittlerer Stellung durch Einsmelzen der Grünsteineinschlüsse aus sauren hervorgegangen. Auch Gänge eines Alnöits sind allerdings als fremdartige Bestandtheile beobachtet.

Von den genannten Gesteinen sind durchweg Analysen gemacht und miteinander in der bekannten Weise nach ROSENBUSCH und BECKE verglichen und berechnet. Die 9 Analysen folgen untenstehend. Die grösste Menge der Gesteine liegt im BECKE'schen Dreieck dicht bei einander in der Mitte zwischen den Na- und K-Ecken, doch mit Übergewicht nach der K-Ecke hin; aber im Vergleich mit dem Viborg'schen Rapakiwi sind die Gesteine reicher an Na.

Der Arbeit sind 1 geologische Karte, 6 Tafeln mit Dünnschliffen und 2 mit Landschaftsbildern beigegeben. Die Dünnschliffe bringen vor allem die in den Gesteinen so häufigen Mikropegmatit- und Implicationsstructures zur Anschauung, ferner Corrosion, Umhüllungen, die Lösungsräume u. A. m. Analysen wurden ausgeführt von folgenden Felsarten: 1. Rapakiwi von Rödön. 2. Rapakiwiporphyr von Rödön. 3. Felsitporphyr von Gorgviken. 4. Felsitporphyr von Storholmen. 5. Granitporphyr von Sundsvall. 6. Grauer Quarzporphyr von Storfläasian. 7. Lichte Varietät ibidem. 8. Syenitporphyr von Svanken (gemischter Gang, graue Varietät). 9. Porphyrit von Gräfläasian.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂ . .	72,93	71,25	69,73	72,78	76,26	68,55	72,22	57,29	58,21
TiO ₂ . .	0,50	0,32	0,29	0,50	0,40	0,35	0,57	0,68	2,09
Al ₂ O ₃ . .	13,87	13,90	13,02	12,79	12,06	16,46	14,80	15,71	15,54
Fe ₂ O ₃ . .	1,94	1,28	2,28	2,57	1,14	0,85	0,96	4,54	6,52
FeO . .	0,79	1,24	1,92	1,73	0,66	0,56	0,80	3,18	1,78
MnO . .	0,14	Spur	Spur	0,18	0,25	0,52	0,13	0,29	0,26
MgO . .	0,51	0,45	0,21	0,27	0,06	0,17	0,33	4,30	2,60
CaO . .	0,74	0,97	1,16	0,64	0,69	4,17	0,74	5,40	4,40
K ₂ O . .	3,74	6,28	5,78	5,16	4,50	5,59	5,16	1,93	2,58
Na ₂ O . .	3,68	3,29	3,08	3,17	2,89	1,92	4,16	4,04	2,96
Gl.-Verl. } und H ₂ O }	1,18	0,83	2,32	0,55	0,71	Fl ₂ 1,89	0,71	2,69	0,56
	100,02	99,81	99,79	100,34	99,62	101,83	100,58	100,05	100,52 ¹
	Deecke.								

J. B. Hill: On the Progressive Metamorphism of some Dalradian Sediments in the Region of Loch Awe. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 55. 470—493. Mit geol. Übersichtskarte. 1899.)

Die Ergebnisse dieser klar und übersichtlich dargestellten Untersuchungen sind so wichtig, dass sie eine ausführliche Wiedergabe beanspruchen.

Die Umgebungen des Loch Awe im westlichen Schottland werden von sedimentären Schichtsystemen gebildet, die Verf. als Ardrishaig- und als Loch Awe-Formation bezeichnet. Die Ardrishaig-Formation bildet einen langen NO.-streichenden Streifen zu beiden Seiten des nördlichen Endes von Loch Fine. Sie besteht aus grau bis weiss gefärbten, rostbraun

¹ d. h. mit 2,70 CO₂ und 0,32 P₂O₅.

verwitternden dünnbankigen Kalksteinen, aus feinkörnigen grauen Quarziten und aus weichen grünlichen Phylliten. Die Loch Awe-Formation wird von Kalksteinen, schwarzen, mitunter graphitischen Thonschiefern, sowie Sandsteinen und Quarziten gebildet. Sie setzt eine breite, gleichfalls NO.-streichende Zone zu beiden Seiten des Loch Awe zusammen und wird westlich von einem zweiten Streifen von Ardrishaig-Sedimenten begrenzt. Sie liegt im Grossen und Ganzen genommen in einer Mulde dieser letzteren, ist jünger als sie, liegt concordant darüber, und ist denn auch oft nicht scharf von ihnen zu trennen. Zur geographischen Orientirung kann die kleine Übersichtskarte im Maassstabe von 1 inch zu 8 englischen Meilen, also ungefähr 1 : 509 000, dienen.

Das ganze Schichtsystem ist sehr stark gefaltet und von zahllosen Lagergängen von Epidiorit und als Hornblende- bezw. Chloritschiefer bezeichneten Gesteinen durchsetzt. Ja, diese Gänge sollen in solcher Häufigkeit auftreten, dass sie in einem grossen Theil der untersuchten Gegend wenigstens die Hälfte der Oberfläche zusammensetzen. Dass sie wirklich intrusiv sind, wurde durch die Beobachtung einer von ihnen auf die Nebengesteine ausgeübten Contactmetamorphose bewiesen. Auch sie haben dieselben Gebirgsbewegungen erlitten wie die Sedimente. Aber ausser ihnen haben noch nach den grossen Gebirgsbewegungen zahlreiche Intrusionen stattgefunden. Und zwar gehören dazu erstens im NO. und N. die beiden grossen granitischen Massive von Glen Fyne und Ben Cruachan, sowie zwischen diesen liegende kleinere Massen von Granit, Diorit, Monzonit und dem Hyperit verwandten Gesteinen. Zweitens finden sich im nordöstlichen Theile des Gebietes vom Verf. als „Porphyrite“ bezeichnete Lagergänge, im Westen von Loch Fyne gegen die Wasserscheide zwischen ihm und Loch Awe „Quarzporphyre“, und noch weiter im Westen wieder „Porphyrite“ und „Lamprophyre“. Diese Lagergänge werden von wahrscheinlich tertiären Basalt- und „Dolerit“-gängen durchschnitten.

Sieht man nun ganz davon ab, dass die Granitmassen im N. und NO. des Gebietes die ihnen benachbarten älteren Sedimentgesteine und Eruptivmassen metamorphosirt haben, so zeigt es sich ausserdem noch, dass, wenn man von dem südwestlichen Theile der Loch Awe-Mulde im Streichen der Gesteine nach NO. und gegen das Streichen nach SO. wandert, die von den Gebirgsbewegungen erfassten Massen krystalliner werden. Es hat also hier ausser der nur die unmittelbare Umgebung der Granitmassive umfassenden Contactmetamorphose noch eine nicht auf Eruptivmassen zurückführbare Metamorphose stattgefunden, deren Ursache nach der ganzen Darstellung nur im Gebirgsdruck gesehen werden kann. Diese Thatsache ist um so interessanter, als dieselben Schichtsysteme, deren sedimentärer Ursprung in der beschriebenen Gegend ganz zweifellos ist, sich bis in die eigentlichen krystallinen „Highland“-Schiefer hineinverfolgen lassen und dort so stark verändert sind, dass sie mitunter für eruptive Gebilde gehalten wurden.

Wir verfolgen nun die Metamorphose der einzelnen Gesteinsgruppen, bemerken aber, dass es, wie auch Verf. hervorhebt, in dem nordöstlichen Theil des Gebietes nicht immer leicht ist, die von den Granitmassiven ausgehende Contactmetamorphose von der Dynamometamorphose zu unterscheiden. Doch zeigt die Übersichtskarte immerhin, dass die von dem Verf. als Dynamometamorphose aufgefassten Erscheinungen auch in Entfernungen von beträchtlich mehr als 5 km von den Granitmassiven erscheinen¹.

Die Ardrishaig-Formation besteht an den Stellen der geringsten Metamorphose aus Phylliten, Kalksteinen und Quarziten. Die Phyllite stehen Thonschiefern noch sehr nahe. Sie spalten nach den Schieferungsflächen und zeigen auf diesen einen gewissen Glanz, der von dem Vorhandensein eines sericitischen Glimmers bedingt ist. Doch tritt dieser noch nicht in wohlindividualisirten Krystallen auf. Trotz der Schieferung ist die Schichtung noch deutlich erkennbar. Weiterhin im Streichen wird die Färbung weniger einförmig, weil sich Chlorit in Schuppen einzustellen beginnt. Noch weiterhin gehen sie in Glimmerschiefer mit wohl entwickeltem weissen Glimmer und deutlich von diesem unterscheidbaren Chlorit über. Auch Biotit beginnt sich einzustellen. Verfolgt man sie im Streichen noch weiter, so weisen sie zahlreiche Fältelungen auf; sie werden härter und ragen als Klippen aus dem Terrain empor. Die krystalline Structur wird immer deutlicher und gröber.

Mit diesen Veränderungen der Phyllite gehen Hand in Hand analoge Umwandlungen der eingelagerten thonigen Kalksteinbänkchen, die zu grobkrySTALLINEN Biotit- und Granat-führenden Kalksericitschiefern werden.

Die gleichfalls thonigen Kalksteine der Loch Awe-Formation nehmen, ebenso im Streichen verfolgt, Epidot in immer grösseren Mengen auf und gehen schliesslich in echte Kalksilicathornfelse mit Epidot, weissem, doppelbrechendem Granat, Biotit, Aktinolith und anderen Silicaten über. Die auf sie folgenden und ihnen eingelagerten schwarzen Thonschiefer werden gleichfalls krystalliner. Sie entwickeln besonders Glimmer, aber stellenweise auch Granat und Aktinolith, was sich indessen wohl nur durch ursprüngliche Beimengung von kalkiger Substanz erklären lässt.

Die Sandsteine und Quarzite der Loch Awe-Formation gehen in krystalline Quarzite und Biotitgneisse über, in denen sich ausser dem in grossen Mengen entwickelten Biotit auch noch Granat, Aktinolith, Turmalin, Epidot und rother Feldspath findet. Die Granaten erreichen $\frac{1}{2}$ Zoll, die Aktinolithgarben sogar 1 Zoll Länge. Auch $\frac{1}{2}$ Zoll lange schwarze Turmaline kommen vor. Sowohl diese letzteren wie die Granaten sind häufig vollständig unbeeinflusst von dem Gebirgsdruck, während an anderen Stellen die Granaten zerquetscht sind. In der Nähe des Cruachan-Granites treten rothe Pegmatite auf; und angeblich sollen Feldspäthe von der Aus-

¹ Über die Neigung der Grenzflächen dieser Massive wird freilich nichts mitgetheilt. D. Ref.

bildung und Art der Granitfeldspäthe die dem Granit benachbarten Gesteine nicht nur in Adern und Trümmern, sondern auch in isolirten grossen Krystallen erfüllen.

Auch die Lagergänge von Epidiorit und „Hornblendeschiefer“ haben eine intensive Metamorphose erfahren. Die Hornblende ist dunkler; und „schwarzer Aktinolith“ soll sich entwickelt haben. Der Chlorit ist verschwunden, die grossen Feldspatheinsprenglinge sind durch körnige Aggregate ersetzt, Biotit und Granat treten als accessorische Gemengtheile auf.

Als einen besonders einleuchtenden Beweis für die Identität der metamorphosirten und der relativ wenig veränderten im Vorhergehenden beschriebenen Gesteine führt Verf. an, dass er auch die charakteristischen Conglomeratbänke der Schiefer der centralen Hochlande in den in dieser Arbeit beschriebenen Formationen an einer Reihe von Punkten nachgewiesen hat.

Es ist schade, dass der schönen Arbeit ausser den kurzen von TEALL herrührenden mikro-mineralogischen Bestimmungen nicht ausführlichere Gesteinsbeschreibungen beigegeben sind. So kommt der Leser nicht zur Klarheit über die mit den beschriebenen Änderungen im Mineralbestande verbundenen Änderungen in den feineren Structuren. Auch chemische Analysen würden den Werth der Arbeit wesentlich erhöht haben.

Wilhelm Salomon.

A. C. Lane: Geological Report on Isle Royale, Michigan. (Geol. Survey of Michigan. 6. (1.) XVI und 281 p. 16 pl. Lansing 1898.)

Da die Kenntniss der Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiet vielfach auf Beobachtungen an Bohrproben beruht, wird zunächst angegeben, wie die Abweichung der hier benutzten Diamantbohrer von der Verticalen ermittelt wurde (z. B. durch Einsenken von Glasröhren, in denen durch Flusssäure eine Niveaumarkie sich einätzte), ferner wird der Einfluss von Verwerfungen bei der Combination mehrerer Bohrprofile besprochen.

Die beobachteten Gesteine sind meist Laven und von ihnen abstammende Sedimente: Quarzporphyre und Felsitporphyre, Melaphyre und Diabase, unter denen die basischen bei weitem überwiegen; die Sedimente sind Sandsteine und namentlich Aschen, grobe Conglomerate und Breccien, meist von basischen Laven herrührend, indessen herrschen hier die basischen Massen nicht so sehr wie unter den Laven selbst. Die eingehend mitgetheilten Profile zeigen, dass die genannten Gesteine in vielfachem und mannigfaltigem Wechsel aufeinander folgen, im Allgemeinen stimmt aber die Reihenfolge mit der von Keweenaw Point überein.

Besondere Beachtung ist der Structur und zwar auch der Korngrösse der massigen Gesteine geschenkt (vergl. dies. Jahrb. 1898. I. - 76-). Aus dieser ausführlicheren Darlegung der Ansichten des Verf.'s und ihrer Anwendung auf die Gesteine von Isle Royale ist zunächst noch hervorzuheben, dass in einem Anhang eine mathematische Ableitung der Gesetze

der Abkühlung gegeben wird, ebenso graphische Darstellungen der Abhängigkeit der Abkühlung von der Lage zur abkühlenden Fläche. Bei den Beobachtungen sind zunächst alle Gemengtheile auszuschliessen, welche zur Zeit des Beginns der Abkühlung an den in Betracht gezogenen Stellen bereits vorhanden waren, ehe das Gestein zur Ruhe kam, also auch z. B. die Mikrolithen der Grundmasse, soweit sie dies durch ihre Anordnung parallel zur Flussrichtung bezeugen. Bei ihnen und ebenso bei Einsprenglingen werden sich die Abkühlungsverhältnisse nur in den Anwachszone noch bemerklich machen, um so mehr, je weiter ihre Krystallisationstemperatur nach unten reicht. Das Korn wird für diejenigen Gemengtheile besonders fein werden, bei denen diese untere Grenze sich der Temperatur des Magmas zur Zeit, wo es zur Ruhe kam, nähert. Von dem Verhältniss der letzteren zur Erstarrungstemperatur des Gesteins (im Ganzen) wird es auch abhängen, ob eine Randzone mit feinem Korn mehr oder weniger ausgeprägt ist, sie wird deutlicher bei Effusiv- als bei Gang- oder gar Tiefengesteinen sein.

Zur Ermittlung der Korngrösse wurden die Durchmesser aller in einem oder mehreren Gesichtsfeldern sichtbaren Individuen eines Gemengtheils in zwei zu einander senkrechten Richtungen gemessen und daraus die Durchschnittswerthe für die eine Richtung (m) und die dazu senkrechte (n) bestimmt. Die Abkühlungsgeschwindigkeit ist dann entweder dem mittleren linearen Durchmesser der Individuen $(m + n)/2$ zu vergleichen oder dem mittleren Flächeninhalt derselben ($m \cdot n$). Zu den unzweifelhaft nach Eintritt der Ruheperiode gebildeten Gemengtheilen gehört der Augit der ophitisch struirtten Gesteine. An Proben von der Sohle bis zur Mitte eines Lagers zeigt sich, dass die Querschnitte seiner Individuen der Langsamkeit der Abkühlung direct proportional sind, ihre linearen Dimensionen also dem Abstand von der Sohle. Die Korngrösse ist dabei in der Mitte ein Maximum, so dass anzunehmen ist, dass die Ausscheidung in demselben Moment begann, wo das Magma zur Ruhe kam, letzteres also nicht mehr überhitzt war. Die Korngrösse muss sich daher in verschiedenen Lagern zugleich als unabhängig von ihrer Mächtigkeit erweisen, d. h. es müssen diejenigen Theile derselben die gleiche Korngrösse haben, welche gleichweit von der Sohle eines jeden entfernt sind. Es wurde diese Beziehung im Allgemeinen namentlich für die untere Hälfte der Lager bestätigt gefunden, während sie für die obere Hälfte, anscheinend infolge der blasigen Structur und magmatischer Differentiationen weniger deutlich hervortrat. Abweichungen von dieser Regel zeigen sich auch, sobald der Augit nicht als blosse Füllmasse zwischen den Feldspathen liegt, sondern in Klümpchen von Krystallen mit mehr oder weniger selbstständiger Begrenzung erscheint. — Eine analoge Untersuchung der Korngrösse für intrusive Gesteine von ähnlicher Zusammensetzung wie die vorigen zeigt, dass das Magma in verhältnissmässig kaltes Gestein injicirt wurde, dass aber seine Temperatur zur Zeit, wo es zur Ruhe kam, erheblich über der Krystallisationstemperatur des Augites lag.

Es wird nun auch versucht, umgekehrt aus der Korngrösse und ihrer

Variation auf die Art des geologischen Auftretens und die Mächtigkeit des Vorkommens bei ophitischen Gesteinen zu schliessen und Verf. findet in der That für sehr grobkörnige ophitische Massen (von z. B. 50 mm Korngrösse) eine damit angeblich gut übereinstimmende Mächtigkeit (von z. B. 1600').

Ein Vergleich der Korngrössen verschiedenartiger Gemengtheile unter Berücksichtigung ihrer Entfernung von der Abkühlungsfläche ist im Allgemeinen nicht möglich, denn die Regeln, welche jenes Verhältniss angeben, hängen auch von der chemischen Zusammensetzung ab, und zwar zeigt sich, dass unter sonst gleichen Umständen das Korn eines Gemengtheils um so grösser wird, je reichlicher er vorhanden ist. Als wesentlicher Unterschied zwischen effusiven und intrusiven Lagern und eigentlichen Tiefengesteinen ergibt sich namentlich, dass erstere vom Rande bis zur Mitte des Lagers grobkörniger werden, während die zweiten eine mehr oder minder gleichkörnige Zone längs des Contactes aufweisen und die dritten wegen ihrer höheren Anfangstemperatur und der höheren Temperatur des intrudirten Gesteins überhaupt keine Randzone erkennen lassen.

Die Gemengtheile der untersuchten Gesteine sind folgende: Olivin, meist zersetzt unter Bildung Iddingsit-, vielleicht auch Glimmerähnlicher Producte. Augit wie gewöhnlich. Die Feldspathe sind nach MICHEL-LÉVY eingehend untersucht. Quarz als Einsprengling in Quarzporphyren, ausserdem secundär in poikilitischen Partien, welche fluidal geordnete Mikrolithe oder Sphärolithe pseudomorphosiren; ausserdem aber auch in primären mikropegmatitischen Bildungen, die von IRVING und WADSWORTH nicht scharf von den vorher genannten unterschieden zu sein scheinen. Erze: Magnetit, Eisenglanz und Titaneisen. Neben den gewöhnlichen Zersetzungsproducten auch Prehnit, Laumontit, Thomsonit, Analcim, Apophyllit, Pektolith, Datolith, Wollastonit, Epidot, Flussspath, gediegen Kupfer, selten Hornblende.

Die Structur ist in den massigen Gesteinen im Centrum ophitisch, doleritisch und noritisch, in den randlichen Theilen und um Blasenräume auch mikrolithisch; vitrophyrische Structur ist meist auf wenige Millimeter vom Contact beschränkt. Die klastischen Gesteine haben öfter Aschenstructur.

Eigentliche Tiefengesteine fehlen; von den basischen werden die grobkörnigeren als doleritische und ophitische Melaphyre bezeichnet, die feinkörnigeren als olivinfreie Diabase. IRVING's Olivindiabase und Melaphyre werden zu den Ophiten gerechnet (Olivintholeiite ROSENBUSCH's), seine Diabasporphyrite und ashbed-Diabase z. Th. zu den Melaphyrporphyriten (Norite, ROSENB.), z. Th. zu den Augitporphyriten, z. Th. (Minong-Porphyrite) zu den Felsitporphyriten. Von den sauren Gesteinen finden sich die quarzfreien Porphyrite IRVING's namentlich in den Conglomeraten, ebenso seine Quarzporphyre und Felsite; sie scheinen vielfach Quarzporphyrite zu sein. Keratophyre sind nicht beobachtet.

Aus der durch 14 Analysen belegten chemischen Untersuchung ergibt sich namentlich, dass die basischen Gesteine alle zur Melaphyrfamilie zu

zählen sind; die porphyrischen unter ihnen unterscheiden sich von den ophitischen nicht sowohl im Gehalt an SiO_2 , als an Ca und Na. Eine Differentiation durch Anreichern der tieferen Lagen an Olivin scheint nicht stattgefunden zu haben, eher könnte der Olivin in einem späteren Stadium der Gesteinsverfestigung corrodirt sein, um so mehr, je kalkreicher sein Restmagma war. Es schied sich vielleicht zunächst wesentlich Oligoklas aus und häufte sich in knäueiförmigen Verwachsungen so lange an, dass für die unteren Theile lediglich ein Labradorit-Augit-Gemisch übrig blieb; als dieses dann bei erheblich gesunkener Temperatur zur Ruhe kam, wurde der Olivin z. Th. wieder aufgelöst und ebenfalls zur Augitbildung verwendet. Eine solche Differentiation mag nicht nur in der Tiefe, sondern auch in jedem einzelnen Lager vor sich gegangen sein.

Hinsichtlich der Concentration des Kupfers theilt Verf. nicht die Ansicht von H. L. SMITH, wonach vor dem Kupfer hauptsächlich Chlorit und andere alkalifreie wasserhaltige Silicate, welche aus der Verwitterungskruste jedes einzelnen Lavastromes stammten, abgesetzt seien, dagegen nachher und zwar fast gleichzeitig mit dem Kupfer, Apophyllit, Analcim und Datolith, deren Entstehung unabhängig von der oberflächlichen Verwitterung gewesen wäre und vielmehr auf Einwirkung von F- und Bohaltigen Gewässern der Tiefe schliessen liesse. Denn nach Verf. ist der häufigste Begleiter des Kupfers der von F und Bo freie Prehnit; Apophyllit und Analcim sind relativ selten und auch der häufige Datolith keineswegs ein steter Begleiter des Kupfers. Das Auftreten des Prehnit entspricht nun mehr dem eines Zersetzungsproductes als einer Imprägnation, wie auch das Kupfer selbst um so reichlicher ist, je zersetzter die Gesteine sind. Gegen den Transport des Kupfers aus der Tiefe her wird ferner geltend gemacht, dass es dann auf Adern auch in den basischen Sandsteinen verbreiteter sein müsste; für die Herkunft aus den Diabasen selbst lässt sich dagegen anführen sein Vorkommen in den chemisch ähnlichen triadischen traps der atlantischen Küste, ferner auch, dass er sich in der Nähe chemisch stark verschiedener Lager besonders gern anhäuft. Verf. ist daher geneigt Lateralsecretion anzunehmen und den Ursprung auch des F und Bo in den Lagern selbst zu suchen.

Als intrusive Aequivalente der bisher beschriebenen Gesteine betrachtet Verf. Eruptivmassen wahrscheinlich vom Alter des Keweenaw, welche im Huron auftreten; er vermuthet also dieselbe Beziehung zwischen beiden, wie sie LAWSON (dies. Jahrb. 1894. II. - 266 - unter 3.) zwischen den „Logan sills“ an der Nordküste des Lake Superior und den Gesteinen von Keweenaw Point angenommen hat. Er bezeichnet sie als Diabase, indem er diesen Namen auf die gangförmigen Aequivalente der Gabbros beschränkt wissen will. Verf. zählt bei dieser Gelegenheit eine Reihe von Charakteren auf, hinsichtlich deren intrusive und effusive Massen auch basischer Magmen sich unterscheiden sollen und die nicht nur die exomorphe Metamorphose und den Verband mit dem Nebengestein betreffen, sondern auch ihre eigene Structur und Zusammensetzung.

Die fraglichen Gesteine sind meist als Quarzdiabase entwickelt;

als Seltenheit erscheint in einem Vorkommen wenig reichlich Enstatit; Olivin fehlt ihnen zwar nicht ganz, ist aber reichlicher in den quarzfreien. In den letzteren ist der Feldspath zugleich basischer und die Structur häufiger ophitisch, wenn auch nicht so häufig wie in den effusiven Gesteinen. Es soll dies daran liegen, dass die Gase aus dem Magma nicht entweichen konnten, die Periode der Feldspathbildung daher weniger scharf als in den Laven von der Periode der Augitbildung sich schied. Die ophitische Structur fehlt auch den inneren Theilen der Gänge, wenn diese nach der Mitte hin saurer werden, ebenso den Quarzdiabasen ganz. Der Quarz erscheint nur mikroskopisch, wesentlich als saure, vielfach mikropegmatitische Füllmasse, begleitet von braunem Glimmer, brauner Hornblende, Erz und Apatitnadeln. Verf. hält diese Füllmasse nicht für secundär, etwa aus der Zersetzung namentlich der Feldspäthe entstanden, denn sie verschwindet selbst alsbald, wenn Zersetzungs Vorgänge sich bemerklich machen, sie findet sich dagegen in allen Gängen, deren Mitte nicht ophitisch struirt ist und zwar beschränkt auf diesen mittleren Theil. Danach wird angenommen, dass nach Erstarrung des Gesteins entstandene Interstitien mit wässerigen Lösungen erfüllt waren (in denen sich auch die absorbirten sonstigen Dämpfe angehäuft hatten), und dass in ihnen die Bildung brauner Hornblende aus Augit, braunen Glimmers mit Hilfe von Erzen und Olivin, ferner auch des pegmatitischen Feldspaths und der Apatitnadeln vor sich ging. Diese Neubildungen beschränkten sich auf die Mitte der Gänge, weil hier die Lösungen nicht entweichen konnten; ihre Structurform ist naturgemäss die saurer Gesteine. In den entsprechenden Ergussgesteinen findet man bei grobem Korn ebenfalls Interstitien, die aber mit Delessit und Kalkspath gefüllt sind; sie entstanden durch die Contraction des zwischen dem Feldspathmaschenwerk befindlichen Augitglases bei Erstarrung desselben, waren ursprünglich nur von Glas erfüllt und wurden bei erster Gelegenheit, wie sonst die Blasenräume, die Absatzstellen der Zersetzungsproducte. — Als extreme Glieder der Quarzdiabase erscheinen selten auch Diabasgranophyre; andere dieser Diabasgänge nähern sich den Tescheniten.

Ein Zusammenhang zwischen der Art der Contactproducte und der Zusammensetzung der Diabase scheint nicht zu bestehen. Im einfachsten Falle entstehen aus den Schiefen lyditartige Massen, die aus einem kryptokrystallinen Aggregat von Quarz und Feldspath mit kleinen Blättchen von Glimmer, Chlorit, kohligen Theilchen, Leukoxen und Eisenerzen bestehen. Von ähnlicher Zusammensetzung sind die spilositischen Schiefer, ihre Flecke scheinen reicher an grünlichem Glimmer als an Chlorit zu sein, zuweilen nur Sericit oder Kaolin zu enthalten; ihr Quarz-Feldspath-Aggregat ist etwas gröber. Auch natronreiche Contactgesteine (Adinole) kommen vor. In Hornblendeschiefern scheinen Neubildungen von Sillimanit und vielleicht auch von Salit entstanden zu sein; granitische Gesteine sind geröthet.

Der quaternären Geologie der Insel ist ein besonderes Capitel gewidmet. Die Insel war völlig vergletschert, umgelagertes Moränenmaterial fehlt. Nach dem Rückzug des Eises wurde die Insel ganz von

einem grossen See überdeckt, der beim Wiederauftauchen der Insel Strandwälle und von der Brandung zerrissene thurmartige Klippen (Skerries) zurückliess. Das Auftauchen scheint sehr schnell vor sich gegangen zu sein.

O. Mügge.

A. Hoppe: Über einige Eruptivgesteine aus dem mexicanischen Staat Puebla. (Aus J. FELIX und H. LENK: Beiträge z. Geologie u. Palaeontologie d. Republik Mexico. 2. (3.) 205—224. 1 Skizze. Leipzig 1899.)

Untersucht wurden die von LENK und FELIX aus der Umgegend der Stadt Puebla und am Ostabhange des Popocatepetl gesammelten Gesteine.

I. Basaltische Gesteine.

1. Plagioklasbasalt vom Cerro de Guadalupe nördlich von Puebla. Das lichtgraue, zuweilen auch dunkelgraue, cavernös zellige und grobplattig abgesonderte Gestein, das in den Hohlräumen und auf Kluftflächen massenhaft braun durchscheinenden Glimmer führt, besteht aus folgenden Mineralien: a) Einsprenglinge: Olivin, gut idiomorph, terminal durch (021) und (101) begrenzt, bisweilen nach (011) verzwillingt, eisenreich, sehr oft in opakes Brauneisenerz umgewandelt, Augit an Menge zurücktretend, gewöhnlich in rundlichen Körnern, selten in Krystallfragmenten, neben Zwillingen nach (100) sehr häufig Durchkreuzungszwillinge nach (101), Hornblende vollständig in Magnetit mit Olivin umgewandelt. b) Grundmasse (holokrystallin), wesentlich Labradorit in langen, einfach verzwillingten Leisten, Olivin, Augit, Magnetit annähernd im Gleichgewicht, accessorischer Apatit und Biotit (über die chemische Zusammensetzung vergl. S. -56- Anal. I).

An grossen Olivinen wurde ein eigenthümlicher Beginn der Verwitterung festgestellt: bei gut entwickelter Spaltbarkeit nach (001) fanden sich in nahezu frischen Individuen zarte, parallel (001) verlaufende Liniensysteme, die aus zahllosen winzigen, regelmässig aneinander gereihten Hohlräumen mit rhombenförmigem Durchschnitt bestehen und in der Nähe der Ränder und Sprungrisse grössere Dimensionen besitzen. Diese Hohlräume werden als erstes Zersetzungsstadium betrachtet und auf Ätzung zurückgeführt, durch welche die später grösser werdenden Hohlräume für die Ausscheidung des Limonites vorbereitet werden; eisenreicher Olivin, nach (010) geschliffen und mit verdünnter HCl behandelt, ergab der geschilderten Erscheinung entsprechende Ätzgruben.

Der auf Hohlräumen und Klüften auskrystallisirte Biotit erscheint in blätterigen Krystallen von 1 mm Durchmesser, gelbbraun durchsichtig (a lichtgelb, c röthlichbraun), Axenwinkel 14—16°.

Einschlüsse von Quarzgesteinen werden von einer grünen, fast ausschliesslich aus Pyroxenen von 0,5 mm Länge und wenigen wasserhellen Bergkrystallen zusammengesetzten Zone umgeben. In dieser Zone treten neben häufigeren dickeren, terminal durch (111) und (221) begrenzten, deutlich braun pleochroitischen Augiten schlankere, terminal nur durch (111) begrenzte Pyroxene auf, die wegen ihres deutlichen Pleochroismus in dunkel

bläulichgrünen und bräunlichgrünen Tönen und der optischen Orientirung ($a:c = 18^\circ$ auf (011)) als Glieder der Ägirin-Familie betrachtet werden.

2. Hypersthen-Plagioklasbasalt vom Cerro San Miguel bei Atlitxco, 30 km südwestlich von Puebla, am Fuss des sich westlich erhebenden Popocatepetl, lichtgefärbter, doleritisch struierter Anamesit, aufgebaut aus idiomorphem Olivin, idiomorphem Hypersthen in schlanken, durch stumpfe Dommen abgeschlossenen Säulen, Labradorit in breiten, mehrfach verzwilligten Leisten, theils parallel, theils zu radialstrahligen Haufwerken verwachsen, deren Zwischenräume zwischen den Leisten durch Augit und Chalcedon (aus hier local entwickeltem Glas hervorgegangen?) erfüllt werden, spärlicherem, nie idiomorphem Augit und spärlichem, aber in ziemlich grossen Individuen auftretendem Eisen-erz, wahrscheinlich Titaneisen; wenig Apatit (vergl. Anal. II).

3. In diesem Gestein tritt als Gang ein dichter, grauschwarzer, hypersthenführender Plagioklasbasalt auf, holokrystallin porphyrisch, mit reichlichen Einsprenglingen von Olivin und spärlicheren von skeletartig entwickeltem, mit Plagioklas und Magneteisen poikilitisch verwachsenem Hypersthen in einer Grundmasse, bestehend aus Plagioklas, kleintafelig ausgebildet, polyëdrischen Körnchen von Augit und zurücktretend Hypersthen mit erheblichen Mengen von Magneteisen und spärlichem Apatit. Die Olivin- und Hyperstheinsprenglinge sind nicht selten mit paralleler Verticalaxe verwachsen. Im Gestein unregelmässig vertheilte, meist büschelförmig aggregirte bräunlich-schwarze Säulchen mit einem Winkel der Auslöschungsrichtung von $10-15^\circ$ gegen die Säulenaxe werden als Glied der Amphibolfamilie angesprochen. (Über die chemische Zusammensetzung des Gesteins giebt Anal. III Aufschluss.)

Einschlüsse von Quarziten resp. Sandsteinen werden von einer dreifachen Zone umgeben: zu innerst liegt ein Kranz von einem wasserhellen, aber fast immer faserig zersetzten und dann schmutzig-weissen Mineral, das als Bastit angesprochen wird, die mittlere Zone wird von relativ grossen grünen Augitkörnern mit spärlichem Chalcedon gebildet, die äusserste, in die Basaltgrundmasse verfließende besteht aus dem neugebildeten grünen Augit und fluidal um den Einschluss angeordnetem Plagioklas.

4. Plagioklasbasalt vom Cerro de Gallo (nordwestlich von Tejaluca, ca. 10 km südlich von Puebla) enthält Einsprenglinge von Olivin in einer Grundmasse, bestehend aus Augitkörnern, etwas weniger reichlich idiomorphem Olivin, Andesinleisten, Erz, Apatit und nicht spärlicher Basis.

5. Basaltlava von den Hügeln nördlich von Tejaluca enthält als Einsprenglinge Olivin und sehr wenig Augit in einer Grundmasse, aufgebaut aus viel Olivin (scharfbegrenzte Krystallkörnchen bis zu gitterartigen und dendritischen Aggregaten herab), eingeklemmt zwischen Labradoritleisten und Augitkörnchen (an Menge hinter dem Olivin zurückstehend), Erz und farblosem Glas.

6. Die Basalte südlich von Tejaluca unterscheiden sich von den nördlich liegenden Gesteinen im Allgemeinen nur durch Zurücktreten des Olivins hinter Augit als Einsprengling und in der Grundmasse und durch Zunahme der Glasbasis.

7. Die Basaltlava vom Cerro di San Gabriel (südöstlich von Puebla, zwischen dieser Stadt und Tehuacan) ist eutaxitisch, sie enthält in grellrothen, stark porösen, mit den Laven von Tejaluca durchaus übereinstimmenden Basalten schlierenartig angeordnete, compacte, dunkle bis schwarze Lagen, in denen Olivin sehr stark zurücktritt, Augiteinsprenglinge herrschen und die Grundmasse wesentlich aus Augitmikrolithen und recht spärlichen Plagioklasleisten bei zurücktretender farbloser Glasbasis besteht. Verf. nennt die Structur hyalopilitisch und die Schlieren andesitisch.

8. Vitrophyrische Basaltlava von Santa Maria (nordöstlich von Atlixco, am Ostfuss des Popocatepetl), eine tiefschwarze, offenbar sehr junge, in Blöcken abgesonderte Schollenlava enthält als Einsprenglinge nur Olivine in einer erzfreien Grundmasse, bestehend aus basischen Bytownitleisten ($\frac{7}{8}$ der krystallinen Ausscheidungen) und idiomorphen Augiten und Olivinen in einer vorwiegenden, licht kaffeebraunen Glasbasis (vergl. unten Anal. IV).

II. Andesitische Gesteine aus der Umgebung von Teotimehuacan (südlich von Puebla), olivinfrei.

1. Hypersthen-Andesit von der Hacienda Batan (zwischen Puebla und Teotimehuacan), sehr fest, in grauer Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von Anorthit (tafelig nach M, bis 5 mm gross) und grünem Pyroxen (bis 2 mm gross, theils Hypersthen, theils Augit mit theilweise sehr ähnlichem Pleochroismus (c bläulichgrün, b röthlichgelb, a nelkenbraun bei Hypersthen, gelblichgrün bei Augit) und mit parallelen Verticalen miteinander verwachsen). Die Grundmasse ist ein farbloses Glas mit Plagioklas-Mikrolithen, grünlichen Augitkörnern und Magnetit.

2. Amphibol-Andesit vom Cerro Coatepec (südöstlich von Teotimehuacan), lichtröthlich, in dessen feinkörniger, trachytischer Grundmasse zahlreiche 0,5—5 mm grosse braunrothe Einsprenglinge, prismatische, in eine specksteinähnliche Substanz umgewandelte Amphibole und Labradorit liegen. Die Grundmasse besteht aus Leisten von verschiedenen Plagioklasen, zurücktretendem Sanidin und Hypersthen; zwischen den Gemengtheilen und in Hohlräumen auftretender Opal mit dachziegelähnlichen Aggregaten von Tridymit wird als Zersetzungsproduct jetzt ganz verschwundener Glasbasis betrachtet.

In einem Anhang werden Gerölle aus einem diluvialen Aggregat südlich von Tejaluca, in der Nähe von Tepene auftretend, beschrieben; neben herrschenden Rollstücken von Kreidekalken finden sich solche von Eruptivgesteinen, unter diesen vorwiegend Liparite (Nevadite und Felsoliparite), seltener Andesite.

	I.	II.	III.	IV.
SiO ²	51,98	52,18	52,85	49,09
TiO ²	0,36	Spur	0,35	0,58
Al ² O ³	17,20	15,44	13,25	11,98
Fe ² O ³	8,22	4,26	2,36	6,22
FeO	2,00	5,10	8,71	7,94
MgO	5,41	8,89	6,84	7,62
CaO	8,17	8,57	8,47	10,59
K ² O	0,90	0,55	1,53	2,00
Na ² O	3,84	2,11	4,72	3,93
P ² O ⁵	0,99	Spur	0,40	0,50
Gl.-V.	0,62	2,16	0,93	—
Sa.	99,69	99,26	100,41	100,45
Spec. Gew.	2,72	2,848	2,93	2,33

- I. Plagioklasbasalt vom Cerro de Guadalupe bei Puebla. Anal.: RÖHRIG.
- II. Hypersthen-Plagioklasbasalt vom Cerro San Miguel bei Atlixco. Anal.: RÖHRIG.
- III. Hypersthenführender Plagioklasbasalt vom Cerro San Miguel bei Atlixco, gangförmig. Anal.: HOPPE.
- IV. Vitrophyrische Basaltlava von Santa Maria nordöstlich von Atlixco. Anal.: HOPPE. Milch.

H. Lenk: Über vulcanische Tuffe aus Mexico. (Aus J. FELIX und H. LENK: Beiträge z. Geologie u. Palaeontologie d. Republik Mexico. 2. (3.) 225—240. 2 Fig. 1 Taf. Leipzig 1899.)

I. Rhyolithischer Tuff von der Mizteca alta am Cumbre de San Martin Huamelulpam (im Staat Oaxaca) auf einer Rhyolithmasse aufliegend und mit ihr nach Aussehen und mineralogischer Beschaffenheit übereinstimmend (Über diesen Rhyolith vergl. dies. Jahrb. 1899. I. -80-). Bei der Trennung mit Methylenjodid wurde auffallend viel Zirkon (begrenzt von (110) und (111), zu denen sich oft noch (010) und (311) gesellen) isolirt, der Feldspath ist nach seinem spec. Gew. 2,582 und dem Winkel der Auslöschung auf (010) = 8° natronreicher Sanidin.

II. Andesitische Tuffe.

1. Amphibolandesit-Tuff a) der Umgebung von Amecameca, am Westfuss des Iztaccihuatl, 1 m mächtig, ein weites Areal über fluviatilen Sand- und Geröllablagerungen bedeckend, hell gefärbt, trachytoid resp. bimssteinähnlich. Der obere, durchschnittlich 60 cm mächtige Theil der Aschendecke baut sich ausschliesslich auf aus durchschnittlich haselnussgrossen, aber zwischen Erbsen- und Walnussgrösse schwankenden gelblichweissen Bimssteinbrocken, die bis auf die Beschaffenheit der Grundmasse — hier schaumig poröses, fast reines Glas, bei dem compacten Gestein ein mikrokrySTALLINES Gemenge von Plagioklas, Augit und entglaster

Basis — nahezu mit dem compacten Ergussgestein übereinstimmen. Auch die Analysen (vergl. unten I und II resp. Ia und IIa) beweisen die stoffliche Übereinstimmung zwischen compactem Gestein und Tuff. Die untere Schicht, ca. 15 cm mächtig, besteht aus Aschen und Sanden, dessen grösste Componenten Erbsengrösse besitzen. Die Asche ist dunkelgrau und besteht vorwiegend aus Pyroxenen und Hornblenden mit zurücktretendem Feldspath und Bimsstein, bei dem Sande kehrt sich das Verhältniss um. Die Vertheilung lässt auf eine Saigerung nach dem spec. Gew. schliessen. Die Pyroxene stimmen mit den Einsprenglingen des compacten Gesteins überein, es herrscht Hypersthen, die Hornblenden erscheinen im Tuff wohl erhalten, während sie im compacten Gestein starke Veränderung durch magmatische Resorption erlitten haben, ein Beweis dafür, dass dieser Vorgang dem letzten Stadium der Gesteinsverfestigung angehört. Die Plagioklase der Aschen und Sande sind Bytownit, ohne schaligen Bau und Glaseinschlüsse; sie entsprechen offenbar den basischen Kernen der Plagioklaseinsprenglinge, die durchschnittlich saurer und zonar struirt sind und Glaseinschlüsse enthalten.

b) Amphibolandesit-Tuff von der Crista del Gallo (einem Ausläufer des Cerro El Pino bei Ayotla am Nordufer des Chalco-Sees), besteht zur Hälfte aus polyëdrischen, aber nicht scharfkantigen, bis 0,3 mm grossen Fragmenten eines schmutzig braunen Glases, zur anderen Hälfte aus Labradorit, Hornblende, Hypersthen zu etwa gleichen Theilen. Die Hypersthene sind nach der Verticalen durch zackige Corrosionsflächen abgeschlossen, deren Zacken von spitzen Pyramiden als Enden von zarten Stengelchen gebildet werden, die als Product eines Regenerationsprocesses innerhalb einer vorübergehend gebildeten Schmelzungszone betrachtet werden, da die Prismenbündel nur auf eine schmale Randzone beschränkt sind.

2. Hypersthenandesit-Tuffe. a) Lose Massen als jüngstes Eruptionsproduct des Popocatepetl weit verbreitet, recht gleichartig, schwärzlichgrau; mit der Annäherung an den Hauptkrater ist eine Grössenzunahme der Partikel des Sandes, die Erbsengrösse nicht überschreiten, zu beobachten, in grösserer Entfernung herrschen die Aschen, sämtlich Splitter eines kaffeebraunen glasreichen Hypersthenandesites, mit der Lava von La Cruz völlig übereinstimmend. Die Sande enthalten lichtröthlichgraue Bröckchen, die ursprünglich relativ vollkrystallin ausgebildete Gesteinsfragmente sind, deren Grundmasse aber ebenso wie die Feldspatheinsprenglinge vollständig in Opal — die Analyse ergab 95,76 SiO₂ — umgewandelt sind; offenbar liegen Fragmente einer ursprünglich festen, durch längere Fumarolen- oder Solfatarenthätigkeit umgewandelten Andesitmasse vor.

b) Hypersthenandesit-Tuff vom Ringkrater der Insel Xico (im Lago de Chalco südöstlich von Mexico), nach der Grösse des Materiales in Bänke gesondert; das Material besteht theils aus feinstporösem gelblich-braunem Glas mit Feldspath- und Hypersthenmikrolithen, spärlichen Plagioklaseinsprenglingen und Olivin (die Lava ist olivinfrei), theils aus entsprechend struirten, durch massenhafte Ausscheidung von Magnetit fast

undurchsichtigem Glase mit spärlichen Plagioklasleisten. Als Bindemittel dient staubfeine Asche, die nach dem Fehlen von Zeolithen und Carbonaten zu urtheilen, offenbar infolge von Durchtränkung mit Wasser während der Eruption, nicht durch nachträgliche Zersetzung als Cäment wirkt.

c) Hypersthenandesit-Tuff von der Estrella bei Ixtapalapa, wohl geschichtet, durch Opal und Eisenoxydhydrat fest verkittet, besteht in dunkelgrauen Lagen wesentlich aus bräunlichem Glas (wie von der Insel Hico) mit wenig Fragmenten einer grünen Hornblende, in gelblichen Lagen zum grossen Theil aus Labradoritsplittern.

d) Hypersthenandesit-Tuffe aus der Serrania de Sta. Catarina (Valle de Mexico) nehmen durch Zunahme von Olivin einen mehr basaltähnlichen Charakter an.

	I.	II.	Ia.	IIa.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO ²	61,24	59,84	61,19	62,08	60,91	64,22	66,02	61,06	47,30
TiO ²	—	—	—	—	0,33	0,21	0,05	Spur	1,47 ^s
Al ² O ³	18,32	18,57	18,30	19,27	18,08	16,36	17,06	15,42	18,27
Fe ² O ³	6,17	4,76	6,17	4,94	2,40	2,93	2,14	8,01	2,24
FeO					3,85	2,50	3,01	— ²	6,95
MgO	3,76	2,95	3,76	3,06	3,54	1,94	1,97	3,55	6,78
CaO	5,06	4,69	5,06	4,87	5,56	5,85	4,64	7,11	7,95
K ² O	2,37	2,72	2,37	2,82	1,01	0,73	1,44	1,40	1,00
Na ² O	3,15	2,85	3,15	2,96	4,16	3,96	3,98	2,66	5,99
P ² O ⁵	—	—	—	—	Spur	Spur	—	Spur	1,61 ⁴
H ² O	0,67 ¹	4,10 ¹	—	—	0,71 ¹	0,84 ¹	0,36 ¹	0,68	0,07

Sa.	100,74	100,48	100,00	100,00	100,55	99,54	100,67	99,89	99,63
Sp. G.	2,612	2,177	—	—	2,641	2,598	2,544	2,658	2,856

¹ Gl.-V. ² Angeblich nicht vorhanden. ³ Der gesammte, nach Behandlung der SiO² mit HF gebliebene Rückstand. ⁴ Apatit ist nur in „sehr vereinzelt“ langen Nadelchen vorhanden.

I. Hypersthenführender Amphibolandesit von der Barranca Apatlalpatépitongo, Westfuss des Iztaccihuatl.

Ia. Derselbe, wasserfrei berechnet.

II. Bimsstein aus der Bimssteinschicht, 2 km östlich von Amecameca.

IIa. Derselbe, wasserfrei berechnet.

III. Amphibolandesit von Iztaccihuatl unmittelbar am Gletscher. Anal.: RÖHRIG.

IV. Amphibolandesit, Auswürfling von der Insel Xico. Anal.: RÖHRIG.

V. Amphibolandesit vom Cerro de Tlapacoya bei Ayotla, Nordufer des Chalco-Sees. Anal.: RÖHRIG.

VI. Hypersthenandesit, halbe Höhe am Cerro Guerrero (Sierra de Guadalupe nördlich von Mexico). Anal.: KÖNIG (Theil I. p. 100).

VII. Plagioklasbasalt, Lava des Pedregals von Tlalpam (südlich von Mexico). Anal.: KRAIS (Theil I. p. 103).

III. Tuffe von basaltischem Charakter, wesentlich im Staat Puebla und namentlich im Vulcangebiet des Jorullo in Michoacan entwickelt.

a) Basalt-Tuff vom Cerro de Guadalupe (nördlich Puebla), nach der Korngrösse gebant, die Tuffpartikel bestehen aus Olivin, Pyroxen, Plagioklas, Quarz und glasiger Gesteinsgrundmasse (beim compacten Gestein holokrystallin, vergl. das vorangehende Referat). Der Gehalt an SiO_2 des Tuffes 50,48 und des Basaltes 51,98 beweist unter Berücksichtigung des grösseren Wassergehaltes des Glases die Identität beider Gesteine.

b) Basalt-Tuffe aus der Umgebung von Tejaluca südlich Puebla, durchaus ähnlich.

c) Basalt-Tuff vom Jorullo wie vom ganzen Malpais (der 10—15 m hohen, NW. vom Jorullo ausgebreiteten Lavadecke), besteht wesentlich aus Olivin und Splittern eines bräunlich durchsichtig werdenden Glases, zu denen Pyroxen- und sehr spärlich Plagioklassplitter treten.

Die Arbeit enthält ferner Abbildungen des Popocatepetl-Kraters, des Jorullo, sowie des einzig erhalten gefundenen Hornito (dies. Jahrb. 1890. II. -274-).

Als Nachtrag enthält die Arbeit 3 Analysen von Amphibolandesiten aus dem Valle de Mexico (vergl. oben III, IV, V); als VI und VII werden 2 schon in der Arbeit über das Valle de Mexico veröffentlichte, in dies. Jahrb. 1890. II. -272- ff. aber nicht abgedruckte Analysen von Ergussgesteinen hinzugefügt. **Milch.**

L. Milch: Über Gesteine von der Battak-Hochfläche (Central-Sumatra). (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1899. 62—74.)

Von jüngeren Effusivgesteinen wurden beobachtet: Liparit mit Quarz-, Orthoklas-, wenig Plagioklas-, Hornblende- und seltenen Pyroxen-Einsprenglingen in meist wolkig getrübtter glasiger Grundmasse mit zahlreichen von der Zertrümmerung der farblosen Einsprenglinge herrührenden Splittern. (Analyse I.) Als Einschluss kam vor ein sericitischer Schiefer mit Ottrelith. Dacit. Eingesprengt Plagioklas, Biotit, wenig Hornblende, vereinzelt vielleicht Hypersthen; Orthoklas selten, Quarz häufiger. Grundmasse wolkig getrübt Glas. (Anal. II.) Quarz-Trachyt-Andesit. Eingesprengt stark corrodirt Hornblende, wenig Biotit, Plagioklas und Sanidin, vereinzelt grössere Quarzkörner mit Augitkranz; in der Grundmasse Säulchen von Augit und Bronzit, Plagioklasleisten und Erzkörner in compactem farblosem Glas. (Anal. III.) Trotz der Quarzkörner scheint der SiO_2 -Überschuss hauptsächlich im Glase zu stecken. Trachyt-Andesit. Einsprenglinge von Augit, Hypersthen, Plagioklas, Orthoklas; in der Grundmasse viel Plagioklas, Augit, Magnetit und braunes Glas. (Anal. IV.) [Nähert sich demnach den phonolithoiden Trachyten. Ref.] Basischer olivinführender Augit-Andesit und Tuffe von Dacit und Hypersthen-Andesit kommen ebenfalls vor.

Von krystallinen Schiefern wurden beobachtet: Granitgneiss (gepresster, quarzarmer Hornblende-Granitit), feinkörniger, quarzreicher Biotitgneiss (Paragneiss) und ein äusserlich Lydit ähnliches Gestein, ein feinkörniges Gemenge von Quarz, Biotit, Muscovit, kleinen Orthoklasen und Turmalinsäulchen.

	I	II	III	IV
Si O ₂	71,25	66,71	69,44	60,41
Al ₂ O ₃	14,21	15,82	15,21	17,44
Fe ₂ O ₃	0,85	0,71	1,74	1,98
FeO	0,43	0,32	0,56	1,78
Ca O	2,72	3,92	1,99	2,79
MgO	0,89	2,05	0,93	1,85
K ₂ O	6,74	2,42	4,53	5,64
Na ₂ O	3,11	7,12	5,11	7,51
H ₂ O	0,48	1,01	0,77	0,51
Sa.	100,68	100,08	100,28	99,91

O. Mügge.

G. T. Prior: Petrographical Notes on the Rock-specimens collected in Antarctic Regions during the voyage of H. M. S. Erebus and Terror under Sir JAMES CLARK ROSS in 1839—1843. (Mineral. Magaz. 12. No. 55. 69—91. London 1899.)

Verf. giebt eine Beschreibung der Gesteine, die während der antarktischen Expedition von 1839—1843 auf den drei Reisen von Tasmania, Neu-Seeland und den Falklands-Inseln aus gesammelt wurden. Der grösste Theil der Gesteine stammt von den Kerguelen-Inseln und stimmt mit den von der Challenger-Expedition gesammelten überein; da diese letzteren bereits früher untersucht wurden, sind sie in dieser Arbeit nicht berücksichtigt.

Bei der ersten Reise wurden die Aucklands-Inseln, Campbell-, Possession- und Franklin-Insel besucht.

1. Aucklands-Inseln: Alle Stücke gehören dem Feldspath-Basalt an, der theils feinkörnig, theils doleritartig ausgebildet ist; in manchen finden sich bis 1 cm grosse Augitkrystalle porphyrisch ausgeschieden, sowie vollkommen frische und durchsichtige Olivine.

2. Campbell-Insel (52° 33' südl. Br. und 169° 8' östl. L.): Von hier stammen Basalt, silicificirter Foraminiferenkalk und Hornstein.

Der Basalt, theils dicht, theils blasig, ist dem Gesteine der Aucklands-Inseln ähnlich.

Der Kalkstein besteht im Wesentlichen aus ziemlich gut erhaltenen Foraminiferenresten (*Pulvulina*, *Globigerina*, *Orbulina* etc.); bei Behandlung mit HCl hinterlässt er einen bedeutenden Rückstand von Kieselsäure. Die Analyse ergab: Si O₂ 57,46; Ca CO₃ 39,26; Mg CO₃ 0,36; Al₂ O₃ (+ Fe₂ O₃) 1,48; H₂ O (etc.) 1,44. Spec. Gew. 2,15.

Das Gestein scheint nicht älter als Postpliocän zu sein.

Der Hornstein ist feuerstein- oder felsitartig und zeigt z. Th. ebenfalls u. d. M. Reste von Globigerinen; es liegt vermuthlich das Endproduct der Silicification des Kalksteins vor.

3. Possession-Insel: Es liegen vor Basalt, Palagonittuff, Phonolith und Fragmente von Muscovitgranit.

Basalt: Schwarz, sehr dicht und ohne porphyrisch ausgeschiedene Krystalle; im Mikroskop bestimmt er sich als hornblendeführender Feldspathbasalt, zum Theil mit brauner glasiger Grundmasse. Die braune Hornblende zeigt die auch sonst häufigen Corrosionserscheinungen, und ist in manchen Fällen vollständig absorbirt; specifisches Gewicht des Basaltes 2,82.

Palagonittuff: Von blassbrauner Farbe mit Fragmenten von Basalt, Basaltglas, Krystallen von Hornblende, Quarz, Feldspath, sowie von Phonolith, die durch gelben Palagonit und Zeolithe miteinander verkittet sind.

Phonolith: Dichtes graubraunes, bereits etwas umgewandeltes Gestein, mit wenigen porphyrischen Krystallen glasigen Feldspathes; im Mikroskope sind ausserdem Aegirin-Augit und Magnetit zu erkennen, einige rechteckige, schwach doppeltbrechende Querschnitte wurden als Nephelin bestimmt.

Granit: Vermuthlich aus dem Palagonittuff stammend, da Reste von letzterem noch daran haften; er besteht aus einem mittelkörnigen Aggregat von reichlichem Quarz, Mikroklin, Orthoklas, Oligoklas, Muscovit, kleinen schwarzen Krystallen von Turmalin, sowie vereinzelt röthlichen Granaten.

4. Franklin-Insel: Sämmtliche Stücke gehören einem dichten schwarzen Basalt an. In der Grundmasse desselben finden sich Aggregate eines schwach doppeltbrechenden Mineralen, das vielleicht Nephelin ist; darnach wäre das Gestein als Nephelin-Basanit zu bezeichnen. Eine Analyse ergab: SiO_2 45,61; TiO_2 3,48; SnO_2 Spur; Al_2O_3 15,70; Fe_2O_3 6,17; FeO 7,29; MnO Spur; CaO 6,34; MgO 4,84; K_2O 2,67; Na_2O 5,06. Glühverl. 2,34. Sa. 99,50 %. Spec. Gew. 2,87.

Bei der zweiten Reise wurde nicht gelandet; die gesammelten Gesteinsstücke in der Form von Geröllen stammen aus den Eingeweiden von Seehunden und Pinguinen. Folgende Gesteinsarten sind vertreten:

Granite: Von röthlicher oder grauer Farbe, bestehend aus Quarz, Orthoklas, Oligoklas, etwas Biotit und Hornblende.

Epidiorite: Dunkelgrüne Gesteine, vermuthlich metamorphosirte Doleritgänge in Granit, da verschiedene Rollstücke den Contact mit Graphit zeigen; der Augit ist ganz oder theilweise in grüne Hornblende umgewandelt; der Feldspath zeigt die Charaktere secundärer Bildung. (Klare Beschaffenheit, meist keine Zwillingsslamellirung.)

Dolerite: Grobkörnige Aggregate von leistenförmigem Labradorit und blass purpurfarbenem Augit, Eisenerz und etwas faseriger Hornblende.

Basalte: Theils fein-, theils mittelkörnige Feldspathbasalte.

Rhyolith und Rhyolithbreccie: Ähnlich den Gesteinen von Ungarn.

Glimmeriger Sandstein: Bestehend aus Quarzkörnern mit Flüssigkeitseinschlüssen, einer braunen Zwischenklemmungsmasse und Biotit.

Auf der dritten Reise wurde nur auf der Cockburn-Insel ($64^{\circ} 12'$ südl. Br., $56^{\circ} 49'$ westl. L.) gelandet; die dort gesammelten Gesteine sind Basalt, Palagonittuff, Granit und kalkiger glaukonitischer Sandstein.

Basalt: Die Stücke stammen vermuthlich von einem Lavastrom und zeigen im Mikroskop alle Übergänge von einem klaren Glase zu einem vollkommen krystallinen Gestein (mittelkörniges Aggregat von Olivin, Feldspathleisten, dunkelpurpurfarbigem Augit und Magnetit), an den glasigen Stücken ist die geflossene Oberfläche zu beobachten.

Die Analysen des Basaltes (I) und des Basaltglases (II) ergaben:

	I	II
Si O ₂	48,97	50,22
Ti O ₂	1,62	1,95
Al ₂ O ₃	16,12	16,20
Fe ₂ O ₃	1,90	3,13
Fe O	9,63	8,07
Mn O	Spur	Spur
Ca O	8,73	8,57
Mg O	7,64	7,54
K ₂ O	1,21	1,38
Na ₂ O	2,99	3,36
Glühverl.	1,39	0,22
Sa.	100,20	100,64

Specifisches Gewicht des Basaltes 2,89; des Glases 2,79.

Palagonittuff: Von einem Eisberg an der Küste der Cockburn-Insel. Der Tuff besteht aus Fragmenten des vorher beschriebenen Basaltes und Glases, das in orangegelben Palagonit übergeht, verkittet durch Siderit, Calcit und Zeolithe.

Granit: Ein Stück mit ausgezeichneter mikropegmatitischer Verwachsung von Quarz und rothem Orthoklas, dazu Oligoklas, Biotit und Hornblende; ein anderes Stück besteht aus grauem Granit, welcher keine pegmatitische Verwachsung zeigt.

Kalkiger glaukonitischer Sandstein: Bestehend aus Körnern von Quarz, etwas Orthoklas und Oligoklas, mit Körnern von Eisenerz, Zirkon, rothem Granat und grünem Glaukonit, die alle durch Kalkspath miteinander verbunden sind.

In den Eingeweiden eines jungen Pinguins, der an der Küste von Louis Philipp-Land gefangen wurde, fand man Rollstücke von Basalt, perlitischem und sphärolithischem Rhyolith, Sandstein, Schiefer und Gneiss.

K. Busz.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Cl. Winkler: Die relative Seltenheit der Elemente mit Bezug auf ihre technische Verwendung. (Zeitschr. f. angew. Chemie. 1899. 93—98.)

In diesem interessvollen Vortrage erläutert Verf. an einigen Beispielen, namentlich am Nickel, Thorium, Cerium, Lanthan, Didym, Thallium, Jod, Brom u. s. w., wie sich im Laufe der Zeit die Auffassung über die relative Seltenheit der in der Erdrinde enthaltenen chemischen Elemente verschoben hat und noch verschiebt.

Th. Liebisch.

J. H. L. Vogt: Über die relative Verbreitung der Elemente, besonders der Schwermetalle, und über die Concentration des ursprünglich fein vertheilten Metallgehaltes zu Erzlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1898. 225—238, 314—327, 377—392, 413—420. 1899. 10—16.)

Hinsichtlich der Verbreitung der in grösseren Mengen in der Erdrinde auftretenden Elemente stützt sich Verf. namentlich auf die bekannten CLARKE'schen Arbeiten¹ über die Zusammensetzung der Erdkruste bis zu einer Tiefe von 10 engl. Meilen, vervollständigt sie aber ganz wesentlich durch eingehende Untersuchung der Verbreitung vieler seltenerer Elemente. An dieser Stelle kann nur das in Form einer Tabelle mitgetheilte Schlussresultat wiedergegeben werden, obwohl die betreffende Darstellung reich ist an interessanten Beobachtungen und Berechnungen (s. Tabelle p. 240).

Hinsichtlich der nicht in der Tabelle aufgeführten Elemente giebt Verf. folgende Daten. Die Gehalte von Zink und Blei sind mit etwa 4 Nullen zu schreiben (0,000x%), der von Kupfer mit 4—5 Nullen, Silber nach einer Berechnung mit 2 Nullen mehr als Blei und Kupfer, nach einer anderen mit etwa 7 Nullen, Gold nach einer Berechnung mit 1 Null mehr als Silber. Nach einer anderen Berechnung sind die Gold- und Platin-Gehalte der Gesteine mit 7 oder 8 Nullen anzusetzen, das Gold des Meerwassers mit 6 oder 7 Nullen. Ferner ist zu schreiben: Cadmium mit etwa 2 Nullen mehr, Indium mit 3—5, Gallium mit 4—5 Nullen mehr als Zink, Beryllium und Bor mit ungefähr 3 Nullen, (0,00x); Cer und Yttrium mit 3 oder 4 Nullen, Lanthan mit 3 bis 4 Nullen, Thorium etwa mit 4 Nullen, Selen etwa mit 6—7 Nullen, Tellur ist wohl in noch etwas geringeren Mengen vorhanden. Von diesen Zahlen behauptet Verf. natürlich nicht, dass sie eine sehr grosse Genauigkeit erreichen; aber sie sind doch, wie aus seinen begründenden Darlegungen hervorgeht, keineswegs ganz willkürliche Annahmen. Sie stützen sich vielmehr in ausgedehntem Maasse auf die bekannten Angaben über

¹ F. W. CLARKE, The relative abundance of the chemical elements. Bull. of the Phil. Soc. Washington. 2. 1889. Ferner Bull. U. S. Geol. Survey No. 78, 1891 und No. 148, 1897; vergl. dies. Jahrb. 1898. I. -477—478-.

Durchschnittliche Zusammensetzung der Erdrinde
(bis zu einer Tiefe von 10 engl. miles = 16 km).

	Feste Erdrinde (etwa 93 %)	Meerwasser (etwa 7 %)	Atmo- sphäre (0,03 %)	Gesamnte Erdrinde	Grad der Genauig- keit
	%	%	%	%	
O	47,2	85,79	23,01	50	$\pm \frac{1}{10}$
Si	28	—	—	26	$\pm \frac{1}{15}$
Al	8	—	—	7,45	$\pm \frac{1}{4}$
Fe	4,5	—	—	4,2	$\pm \frac{1}{3}$
Ca	3,5	0,05	—	3,25	$\pm \frac{1}{3}$
Mg	2,5	0,14	—	2,35	$\pm \frac{1}{3}$
Na	2,5	1,14	—	2,40	$\pm \frac{1}{3}$
K	2,5	0,04	—	2,35	$\pm \frac{1}{3}$
H	0,17	10,67	—	0,90	$\pm \frac{1}{5}$
Ti	0,33	—	—	0,30	$\pm \frac{1}{5}$
C	0,22	0,002	0,01	0,20	(fraglich)
Cl	0,025—0,04	2,07	—	0,175	$\pm \frac{1}{4}$
P	0,09	—	—	0,08	$\pm \frac{1}{2}$
Mn	0,075	—	—	0,07	$\pm \frac{1}{2}$
S	0,06	0,09	—	0,06	$\pm \frac{1}{2}$
Ba	0,03	—	—	0,03	$\pm \frac{1}{2}$
Fl	0,025—0,04	0,00008	—	etwa 0,03	Die durchschnittlichen Gehalte mögen im All- gemeinen zwischen dem Doppelten und einem Drittel der angeführten Zahlen liegen.
N	—	—	75,68	0,02	
Zr	0,01—0,02	—	—	0,01—0,02	
Cr	0,01	—	—	0,01	
Sr	0,005	—	—	0,005	
Ni	0,005	—	—	0,005	
Li	0,005	—	—	0,005	
Sn	0,000 x—0,00 x	—	—	0,000 x—0,00 x	
Br	(0,000 x)	0,01—0,015	—	0,001	
Co	0,0005	—	—	0,0005	
Ar	—	—	1,3	0,0004	
J	—	0,001—0,0015	—	0,0001	
Rb	—	0,001	—	0,0001	

Vorkommen, relative Verbreitung und Mengen der einzelnen berücksichtigten Elemente. Interessant ist auch die folgende vom Verf. gemachte Zusammenstellung über die Reihenfolge der Elemente nach ihrer Häufigkeit und ihre Gruppierung in Decimalclassen, wenn es gestattet ist, das so zu nennen. Sauerstoff setzt, wie längst bekannt, ungefähr die Hälfte der gesamten Erdkruste zusammen, Silicium etwas über ein Viertel. Zwischen 10 und 1 % fallen 6 Elemente, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, zwischen 1 und 0,1 % 4 Elemente, H, Ti, C, Cl, zwischen 0,1 und 0,01 % 6—8 Elemente, nämlich

sicher P, Mn, S, Ba, Fl, N, ziemlich sicher Zr und Cr, wahrscheinlich aber keine anderen Elemente mehr. Zwischen 0,01 und 0,001 liegen wahrscheinlich 6 Elemente, nämlich Ni, Sr, Li, Br, und ziemlich sicher auch noch Be und B, zwischen 0,001 und 0,0001 etwa 7, Co, Ar, J, Rb, ziemlich sicher auch noch Sn, Ce, Y, vielleicht auch As und La. Daraus folgert Verf. dass „eine Gesetzmässigkeit herrscht in Bezug auf die quantitative Verbreitung der Elemente, da innerhalb eines jeden um das Zehnfache verkleinerten Intervalles immer einige Elemente fallen, in Anzahl von 4 bis etwa 8“. Von den zur Zeit bekannten ungefähr 70 Elementen dürften also 32 mehr als 0,0001 % der Erdrinde, die übrigen weniger ausmachen. Die in geringeren Mengen auftretenden Elemente gruppiert Verf. in Bezug auf ihre Massen wie folgt¹: Pb, Zn; Cu; As, Sb; Mo, U, W; Di, La; Hg, Ag; Bi; Cd; Cs; Ta, Nb, V; Se; Th, Pra, Sa²; Au, Pt (nebst Pd); Tl, In; G (vielleicht auch einige der nächstfolgenden Cer- und Yttrium-Elemente); Os, Ir, Rh, Ru; Sa², Gd, Er, Yb, Sc, nebst Holmium, Thulium und Terbium; Ge.

Die folgende Tabelle des Verf.'s zeigt die Unterschiede, die zwischen der Anhäufung bestimmter Elemente in sauren und basischen Eruptivgesteinen (Typen: Granit und Gabbro) bestehen.

In den sauren Eruptivgesteinen concentriren sich:	In den basischen Eruptivgesteinen concentriren sich:
Si (selbstverständlich hier am reichlichsten).	Die Erdalkalimetalle, namentlich Ca, weniger Ba und Sr.
Die Alkalimetalle (bes. K und Li).	Mg, besonders stark.
Be, im Gegensatz zu Mg etwas reichlicher hier.	Al, nicht so ausgeprägt.
Unter den Cr-Metallen W und U, anscheinend auch Mo.	Die Gruppe des Fe, nämlich Fe und Mn, noch mehr Ni und Co.
Ta, Nb.	Sehr ausgeprägt Cr (von den Cr-Metallen).
Die Ce- und Y-Metalle ausgeprägt.	V (vielleicht).
Von der Sn-Gruppe ausgeprägt Sn, Zr, Th.	Von der Sn-Gruppe Ti.
B, am reichlichsten in den sauren Gesteinen.	Die Pt-Metalle.
Fl, am reichlichsten in den sauren Gesteinen.	P, am reichlichsten in den basischen Gesteinen.
	S, entschieden am reichlichsten in den basischen Gesteinen.
	Cl, vielleicht am reichlichsten in den basischen Gesteinen.

¹ Komma steht zwischen den als gleich angesehenen Elementen; Semikolon trennt verschiedene.

² Samarium ist zweimal aufgeführt.

Verf. wendet sich dabei ausdrücklich gegen die häufige Annahme, dass Cu wesentlich an basische Eruptivgesteine gebunden sei und weist darauf hin, dass viele grossartige Kupfererzlager (z. B. Montana, Moonta in Australien u. s. w.) direct oder indirect auf saure Eruptivgesteine zurückzuführen sind.

Der zweite Theil der Arbeit behandelt zuerst die maximalen Grössen der Erzlagerstätten und damit den quantitativen Umfang der Concentrationsprocesse, die zu der Bildung der Erzlagerstätten geführt haben. Auch von diesem interessanten Abschnitt können hier nur einige Daten wiedergegeben werden. Eisenerzlagerstätten von 50 Millionen Tons Erz gehören schon zu den bedeutenden; grösser ist die Lagerstätte von Bilbao mit rund¹ 200 Millionen Tons Erz und 100 Millionen Tons metallischem Eisen. Eisenerz in Steiermark scheint mehrere 100 Millionen Erz besessen zu haben, das Minettefeld von Luxemburg und Lothringen, das bedeutendste des centralen Europas, ungefähr 2000 Millionen Tons mit 36% metallischem Eisen. Die grösste bis jetzt bekannte Eisenerzlagerstätte der Erde, Kiirunavaara-Luossavaara im nördlichen Schweden, scheint ursprünglich mehrere 1000 Millionen Tons metallisches Eisen enthalten zu haben (vergl. dies. Jahrb. 1900. I. - 79—80-).

Die bedeutendste Kupfererzlagerstätte ist die von Rio Tinto in Südspanien mit ursprünglich ungefähr 400 Millionen Tons Kies und 10 Millionen Tons metallischem Kupfer. Dieselbe Erzlagerstätte dürfte gleichzeitig auch die grösste Anhäufung von Schwefel mit ursprünglich etwa 200 Millionen Tons Schwefel darstellen.

Die Quecksilberlagerstätte von Almaden, die bedeutendste von allen, schätzt Verf. bis zu einer Tiefe von 1000 m auf etwa $\frac{1}{2}$ — $\frac{2}{3}$ Millionen Tons Quecksilber.

Bei Silber sollen einzelne Grubenfelder nach Verf. als Maximum etwa 100 000 Tons oder wenig darüber erreichen, bei Gold ergeben verschiedene Berechnungen für die Witwatersrand-Conglomerate bis zu einer Tiefe von 5000 englischen Fuss etwa 5000 Tons, was wohl die stärkste Anhäufung von Gold darstellt, die überhaupt bekannt ist.

Verf. bedient sich nun der angeführten Daten über die durchschnittlichen Gehalte der festen Erdkruste an den einzelnen Elementen und über die in den maximalen Lagerstätten angehäuften Mengen dieser, um zu berechnen, wie gross die Gesteinsmassen gewesen sein müssen, aus denen das Material der betreffenden Lagerstätten extrahirt worden ist. Selbstverständlich steht und fällt diese Methode mit der Anschauung, dass das Material der Erz- und Schwefellagerstätten aus der festen Erdkruste stammt, und zwar aus Theilen dieser Kruste, welche die im Eingang der Arbeit berechnete Zusammensetzung haben. Dabei setzt Verf. voraus, dass sich die Erdkruste in Tiefen von 20—50 km unter der Oberfläche wohl noch

¹ Hier und im Folgenden immer abgebautes und noch vorhandenes Erz zusammengerechnet.

nicht wesentlich in chemischer Hinsicht von den oberen 20 km unterscheiden wird. Er stützt sich dabei darauf, dass es sich durch die neueren petrographischen Untersuchungen ergeben habe, dass „die eruptive Thätigkeit nicht ein unmittelbares Product des eigentlichen Erdinnern ist, sondern dass die Lakkolithbildung der Tiefengesteine mit den zugehörigen übrigen eruptiven Processen, also auch den Differentiationen in den Magmen sich in der Erdkruste abgespielt haben“.

Wer diese Voraussetzungen des Verf. annimmt, kann gegen die nun folgenden, durchaus logisch durchgeführten Schlüsse und Berechnungen nichts einwenden. Doch muss Ref. ungeachtet der anerkannten Autorität des Verf.'s gestehen, dass es ihm auch durch die neueren petrographisch-geologischen Untersuchungen noch keineswegs festgestellt scheint, in welchen Tiefen unterhalb der Erdoberfläche sich die einzelnen Magmadifferentiationen vollziehen und ob sich das Material von Erzlagerstätten wirklich nur „in einigen gänzlich isolirten Fällen aus dem schweren, vermeintlich metallreichen Erdinnern ableiten lässt“.

Verf. berechnet die Gesteinsmasse, die eine als Maximum angesehene Anhäufung von 2500 Millionen Tons Eisen durch Extraction von $\frac{3}{4}$ des ursprünglichen Eisengehaltes liefern konnte, zu 27 cbkm. Dieselbe Berechnung, für den Schwefel der Rio-Tinto-Kiesmassen ausgeführt, ergibt 185 cbkm. Unter gleichen Voraussetzungen ergeben sich ferner für Kupfer 1000, für Quecksilber 5000, für Silber 1000 und für Gold 2500 cbkm Gesteinsmasse von einem specifischen Gewicht von 2,7. Daraus ergibt sich nun naturgemäss der weitere Schluss, dass „die Bildung der grossen Erzfelder auf geologischen Processen beruht, die in eminenter Weise in die ganze geologische Geschichte der betreffenden Districte hineingegriffen haben“ und dass „die Genesis dieser grossen Erzfelder somit innig mit den Hauptzügen der Geologie der ganzen Districte verknüpft ist“.

Dass die Voraussetzungen und Schlüsse des Verf. in vielen Fällen richtig sind, das ergibt in überzeugender Weise die Proportion zwischen kleineren Elementanhäufungen¹ und den zugehörigen Eruptivmassen. Ein vortreffliches Beispiel dafür ist die berühmte Apatitlagerstätte von Ödegaarden in Bamle, in der schon 110 000 Tons Apatit producirt worden sind. Verf. berechnet, dass hier dem Gabbromagma, aus dem die Phosphorsäure stammt, etwa $\frac{3}{4}$ des ursprünglichen Phosphorsäuregehaltes entzogen worden sind. Auch bei den Zinnerzlagerstätten steht die Masse des Erzes in einem bestimmten Verhältniss zu der Grösse des zugehörigen Granitmassives, wie Geyer und Zinnwald auf der einen Seite, die Cornwallhalbinsel, Banka, Billitong und Malakka auf der anderen Seite zeigen.

In einem weiteren Abschnitt behandelt Verf. die Paragenese der Elemente in ihren Lagerstätten und zeigt an der Hand zahlreicher Beispiele, dass chemisch nahestehende Elemente gewöhnlich nebeneinander auftreten, eine Thatsache, die ja schon seit langer Zeit beobachtet worden

¹ Für Apatit- und Schwefellagerstätten kann man doch nicht gut den Ausdruck „Erzlagerstätten“ gebrauchen. Ref.

ist, nur dass man dabei gewöhnlich mehr Gewicht auf die Paragenesis der einzelnen chemischen Verbindungen zu legen pflegt. Als solche natürlichen Elementcombinationen führt er an: Fe, Mn; Ni, Co; Zn, Cd; die sämtlichen Platinmetalle; die Cer- und Yttriummetalle zusammen mit Thorium; Ta, Nb; As, Sb; Cu, Ag; Pb, Ag; Ag, Au; Sn, W; S, Se; Cl, Br, J u. s. w. An der Hand zahlreicher derartiger Beispiele führt Verf. aus, wie man sich der Paragenesis der Elemente und der relativen Mengen, in denen sie nebeneinander auftreten, bedienen kann, um nicht nur die Kenntniss von der relativen Verbreitung der Elemente zu erweitern, sondern auch die Genesis ihrer Lagerstätten zu erschliessen. Von den vielen interessanten Beispielen, die Verf. anführt, sei hier nur eines hervorgehoben. Eisenerze enthalten, wie bekannt, Mangan in sehr wechselnden Verhältnissen. So kommen in den Erzen von Grängesberg, Gellivara, Kirunavara und Nissedal durchschnittlich 750 Theile Eisen auf 1 Theil Mangan, in den „Dürrerzen“ von Striberg und Norberg etwa 400 Theile Eisen auf 1 Theil Mangan. Auf 1 Theil Mangan enthalten ferner die nord-norwegischen Eisenglimmerschiefer 250, die gewöhnlichen scandinavischen Magnetite meist 150—200, doch auch 100 und nicht selten 25—50 Theile Eisen. In Långban treten in derselben Grube Erze von dem Verhältniss 75—100 Eisen zu 1 Mangan und andere mit $\frac{1}{25}$ Eisen zu 1 Mangan auf. Ähnlich wechselnde Verhältnisse zeigen die Roth-, Braun- und Spatheisenerze des Palaeozoicums und Mesozoicums.

Die aufgeführten Erzlagerstätten sind fast alle durch hydrochemische Processe entstanden, und thatsächlich schlagen nun verschiedenartige Fällungsprocesse aus Eisen-Manganlösungen die beiden Metalle in sehr verschiedenartigen Verhältnissen nieder. Es giebt Fällungen, die das Eisen allein ausscheiden, andere, die beide Metalle ungefähr in gleichem Verhältnisse betreffen, andere, bei denen nur Mangan ausgeschieden wird, das Eisen aber in Lösung bleibt. Auf Grund dieser Unterschiede folgert nun Verf., dass die scandinavischen Dürrerze sammt den Eisenglimmerschiefern durch „oxydische“ Fällung gebildet worden seien, während die manganreichen scandinavischen Magnetitmassen durch „neutrale“ oder „reducirende“ Fällung entstanden seien.

Treten nahe verwandte Elemente nicht nebeneinander auf, sondern ist eine Lagerstätte des einen fast frei von den anderen — eine scheinbare Ausnahme von der allgemeinen Regel (z. B. Quecksilber in Almaden, Silber in Kongsberg) — so ist darauf zu schliessen, dass hier im Laufe der einzelnen Phasen des Metallconcentrationsprocesses erst allmählich eine vollständige Trennung erzielt wurde, ähnlich wie man künstliche Präparate von chemischen Substanzen durch wiederholte Umkrystallisirung oder Fällung und Wiederauflösung zu reinigen vermag. Doch sind solche Fälle naturgemäss viel seltener.

Der letzte Abschnitt der ausserordentlich interessanten Arbeit giebt nun auf Grund des Vorangehenden eine Übersicht über die Natur der Concentrationsprocesse, die aus den ursprünglich fein vertheilten

Mengen der Metalle die jetzt vorliegenden Erzlagerstätten schufen, wobei indessen ausdrücklich hervorgehoben wird, dass man an vielen Orten selbst noch um die elementaren Grundzüge der Genesis streitet.

Der Anfang der Differentiation der Metalle begann schon vor der ersten Gesteinsbildung; und zwar nimmt Verf. an, dass zuerst die Schwermetalle nach dem GOUY- und CHAPERON'schen Gesetz nach den centralen Theilen der Erdkugel gewandert seien, wobei indessen in den peripherischen Silicatmagmen einige Reste von ihnen zurückblieben.

Bei weitergehender Saigerung innerhalb der Silicatmagmen concentrirten sich einzelne Elemente, wie im Anfang der Arbeit ausgeführt, wesentlich in den sauren, andere wesentlich in den basischen Magmen. Bei anderen Elementen (z. B. Cu, Pb, Ag und Au) war diese Trennung indessen nicht scharf, und bedeutende Mengen von ihnen kommen in allen Gesteinsgruppen vor. Nun erst lässt Verf. durch „lakkolithische Differentiationsprocesse“, also in gesonderten, von festen Gesteinen umgebenen Magmamassen die Saigerung so weit gehen, dass wirkliche Erzlagerstätten entstehen, z. B. Chromeisenerz in Peridotiten, Nickelmagnetkies in Gabbros, Titaneisenerze in verschiedenartigen basischen Eruptivgesteinen. In allen zu dieser Gruppe gehörigen Erzlagerstätten handelt es sich also nur um einen einzigen, wenn auch in mehrere Stufen zerlegbaren und durch längere Zeit hindurch fortgesetzten Process, nämlich magmatische Differentiation.

Dem gegenüber steht die weitaus grössere Classe von Elementlagerstätten, bei deren Bildung zwei oder mehr verschiedenartige Processe mitwirkten, z. B. magmatische Saigerung, dann Lösung und Fällung. In diese Classe gehört vor allem die Gruppe der durch eruptive Nachwirkungen erzeugten Lagerstätten, z. B. die Zinnstein- und Apatitganglagerstätten, die Contacteisenerze, die jüngeren Quecksilberlagerstätten u. s. w. Bei der Zinnstein- und Apatitganggruppe hält es Verf. mit Recht für sehr wahrscheinlich, dass die in den Magmen im ersteren Falle saurer, im zweiten Falle basischer Gesteine aufgelösten Mengen von Fluss- bezw. von Salzsäure die für sie am leichtesten angreifbaren Bestandtheile extrahirt hätten und dass diese Extracte erst am Schlusse der Eruptionsperiode zur Emanation gelangten und so die betreffenden Gangformationen bildeten. Mit dieser Anschauung stimmt sehr gut das von COLLINS gefundene Mengenverhältniss zwischen Fluor und Zinn in den Zinnlagerstätten von Cornwall. Dort sollen nämlich für jeden Yard Tiefe auf eine Zinnmenge von 21 250 Tons nicht weniger als $2\frac{1}{2}$ Millionen Tons Fluor vorhanden sein, also mehr als hundertmal so viel Fluor, und demnach eine Fluormenge, die wohl als ausreichend angesehen werden kann, um das Zinn aus grösseren Magmamassen zu extrahiren und von Neuem an anderen Orten abzusetzen. Bei den Contacteisenerzlagertstätten (Kristianiagebiet, Banat, Elba, Traversella u. s. w.) sind es nach dem Verf. Eisenlösungen gewesen, die gleichzeitig mit hochgespannten Wasserdämpfen dem Magma entströmend in die Nebengesteine eindringen und dort besonders Kalksteine durch chemisch-moleculare Ersetzung des Kalkcarbonates allmählich in Erz verwandelten. Hier seien aber nicht

Fluoride oder Chloride, sondern vielleicht Kohlensäure als Träger des Processes anzunehmen. Bei den jüngeren Quecksilberlagerstätten kennt man die unmittelbare Herkunft des Metalles, das sich ja noch heute bei Sulphur Bank in Californien und bei Steamboat Springs in Nevada aus Thermalwasser ausscheidet, welches HgS in überschüssigem Na_2S aufgelöst enthält. Die ursprüngliche Herkunft des Quecksilbers ist aber vollständig unbekannt. Die jungen Goldsilbererzgänge, die sich von den analogen alten Ablagerungen dadurch scheiden, dass in ihnen die beiden Edelmetalle im Allgemeinen auf das Innigste vergesellschaftet sind, werden von dem Verf. sehr eingehend beschrieben und charakterisirt. An dieser Stelle kann aber wieder nur das Resultat angeführt werden, nämlich dass Verf. auch hier eine magmatische Extraction annimmt, bei der nicht Halogensäuren, sondern Sulphide und Sulphosalze, wahrscheinlich in Verbindung mit Kohlensäure, die Lösung und Extraction bewirkt hätten. In dieser Hinsicht ist es von besonderer Bedeutung, dass Silbercarbonat in kohlensäurehaltigem Wasser noch leichter löslich ist als Kalkbicarbonat, und dass auch Gold als Alkalisulphosalz bzw. als Aurat in mässig verdünnten Lösungen von Natriumsilicat und von Ferrisulphat eine wohl zu beachtende Löslichkeit besitzt. Lateralsecretion aus festem Gestein in SANDBERGER's Sinn erklärt Verf. hier für ganz ausgeschlossen. Für die alten Blei-, Silber- und Bleierzgänge (Kongsberg, Andreasberg, Freiberg, Schneeberg, Svenningdalen, Clausthal), sowie für die alten Goldquarzgänge (z. B. Böttmölö, Fahlun, Svartdahl) weist Verf. trotz vieler Unterschiede untereinander und von den jungen Goldsilbererzergängen dennoch so viele übereinstimmende Züge nach, dass er hier dieselbe Hypothese wie bei jenen anwendet. Bei den Kieslagerstätten (Röros, Rammelsberg, Rio Tinto, Agordo, Schmöllnitz u. s. w.) wird die Annahme von der sedimentären Entstehung verworfen und angenommen, dass sie genetisch mit Eruptivgesteinen zusammenhängen, und dass sie durch pneumatohydatogene Processe unter starkem Gebirgsdruck entstanden seien. Auf welche Art aber der ursprüngliche Extractionsprocess verlaufen ist, dafür existirt noch keine befriedigende Hypothese.

Die Garnieritgänge von Neucaledonien, Riddle in Oregon u. s. w. lassen ausnahmsweise den ganzen Gang der Erzlagerstättenbildung klar übersehen. Durch magmatische Concentration des ursprünglich nur 0,005 % betragenden Gehaltes an Nickel des Erdrinden-Schmelzflusses sammelte sich in peridotitischen Magmen das Nickel bis zu einer Menge von 0,1–0,2 % an. Nach der Erstarrung des Gesteines wurde es, wie von verschiedenen Forschern nachgewiesen ist, zu einem beträchtlichen Theile aufgelöst, in die Spalten geführt und dort zusammen mit Halbopal, Chalcidon, Magnesit, Meerscham und anderen Mineralien als Garnierit (wasserhaltiges Nickel-Magnesiumsilicat) abgesetzt. Hier haben wir also erst magmatische Concentration, dann echte Lateralsecretion. Für das Vorkommen von gediegenem Kupfer am Lake Superior und an vielen anderen Orten, wenn auch meist in kleinstem Maassstabe, nimmt Verf. gleichfalls erst magmatische Concentration in basischen Eruptivmagmen und dann Lateralsecretion an.

Zum Schlusse hebt Verf. hervor, dass, wie sich aus den Mengenverhältnissen und den chemischen Eigenschaften der verschiedenen Elemente von selbst ergibt, nur die Verbindungen von O, H, C, Cl, Fl, sowie S (nebst As, Sb und Bi und allenfalls P) bei der magmatischen Extraction von Metallen eine wichtige Rolle spielen können.

Wilhelm Salomon.

H. Hofer: Zur Bestimmung des Alters der Gänge. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1899. No. 13, 14. Mit 2 Fig.)

Die Entstehung eines Ganges gliedert sich in zwei verschiedene Acte: die Entstehung der Gangspalte und die Ausfüllung derselben. Diese beiden Phasen müssen bei Erörterung der Altersfrage auseinandergehalten werden. Eine Gangspalte kann entweder eine Diaklase oder eine Paraklase sein. Die Diaklasen sind im Allgemeinen mit ihrem Nebengestein gleichalterig, die Paraklasen verschieden alt und bei der Frage um das Alter von Gängen handelt es sich zumeist um diese. An gut gewählten Beispielen erläutert Verf. einige Fälle der Altersbestimmung von Paraklasen und gelangt zu dem zweifellos richtigen allgemeinen Schluss, dass die Feststellung des Alters von Gangspalten in den meisten Fällen durch eine genaue Ergründung der Tektonik der Gegend, in welcher sie aufsetzen, gelöst sein dürfte. Die Ausfüllung der Spalte ist die jüngere Phase der Gangbildung, welche zwar der Spaltenentstehung meist bald gefolgt sein dürfte, aber doch auch erst viel später erfolgt sein kann. Die Zeit der Entstehung der Gangmasse zu bestimmen, wird nur selten gelingen. Auch hierfür führt Verf. einige interessante Beispiele an. (Eine französische Übersetzung des Aufsatzes ist in Revue univ. des mines 1899, No. 3, erschienen.)

Katzner.

F. Fischer: Zur Untersuchung von Brennstoffen. (Zeitschr. f. angew. Chemie. 1899. Heft 1. 2 p. Mit 9 Abbild.)

Die Angabe von C. D. HASKINS, dass der Brennwerth von Kohlen durch Prüfung derselben mit Röntgen-Strahlen sofort ermittelt werden könne, ist nach einer experimentellen Untersuchung des Verf.'s unrichtig. Dieser Werth steht keineswegs, wie HASKINS annimmt, in einem zuverlässigen Zusammenhange mit dem Aschengehalt, sondern hängt auch wesentlich von der chemischen Zusammensetzung der Kohle und ihrem Wassergehalt ab.

Th. Liebisch.

E. Orton: Geological Probabilities as to Petroleum. (Bull. Geol. Soc. Amer. 9. 85—100. 1898.)

Kritische, aber unvollständige¹ Darstellung und Untersuchung verschiedener Hypothesen über die Entstehung und Lagerungsform des Pe-

¹ Die Arbeiten von OCHSENIUS, HEUSLER, ANDROUSSOW und die vieler anderer europäischer Forscher sind nicht berücksichtigt. D. Ref.

troleums. Verf. legt den Arbeiten S. P. SADTLER's in Philadelphia, der aus Leinöl Petroleum und Paraffin darstellte, und DAUBRÉE's bekannten Experimenten grossen Werth bei, indem er daraus, wie schon Andere vor ihm, schliesst, dass auch in der Natur das Pflanzenreich ebensogut wie das Thierreich Petroleum liefern könne. Er hätte als ein weiteres Argument dafür die oft citirte Thatsache aufführen können, dass in Shropshire in England in mehreren Steinkohlenflötzen Petroleum in grösseren Mengen auftritt. Er hält es für ausgeschlossen, dass Petroleum in die unter seiner ursprünglichen Ablagerungsstätte gelegenen Schichten hinuntersickern könne und schliesst daraus, dass ein Petroleumlager das Alter der tiefsten Schicht habe, in der es auftritt. Ebenso erklärt er es (p. 94) für unmöglich, dass es von seiner Ablagerungsstätte auf natürliche Weise in eine höhere Schicht gelangen könne, wiederholt dann aber später (p. 96) denselben Satz in einer wesentlich eingeschränkteren Form, indem er nämlich das Aufsteigen nur durch „impervious“ (undurchlässige) Gesteine für „unwahrscheinlich“ hält. Hinsichtlich der interessanten Ausführungen des Verf.'s über den oft kolossalen Druck, den die aufsteigenden Gase an verschiedenen Stellen in Nordamerika besitzen und über die Ursachen, welche dieser Druck haben soll, wolle man die Originalarbeit vergleichen.

Wilhelm Salomon.

Experimentelle Geologie. Synthese der Gesteine.

J. Morozewicz: Experimentelle Untersuchungen über die Bildung der Minerale im Magma. (Min. u. petr. Mitth. 18. 1—90 u. 105—240. Taf. I—VIII. 2 Fig. 1899.)

Eine überaus interessante Arbeit, aus der wir die wichtigsten Resultate im Nachstehenden wiedergeben.

Die Quintessenz der Einleitung ist eine wohl berechtigte Discreditirung des Begriffes „agents minéralisateurs“. Alles, sagt Verf., was sich im Magma vollzieht, beruht auf chemischen und physikalischen Vorgängen, nur weiss man in manchen Fällen diese Vorgänge noch nicht zu erklären, aber dahin muss unser ganzes Streben gerichtet sein.

Das Arbeitsgebiet umfasst eine Reihe von gesteinsbildenden Mineralien und entsprechende Gesteine. Es zerfällt demgemäss im Wesentlichen in drei Abschnitte, nämlich: experimentelle Resultate bei den einzelnen Mineralien und bei den Gesteinen, sowie deren Anwendung auf die Geologie.

Die Arbeitsmethode muss als eine sehr zweckmässige bezeichnet werden. In einem SIEMENS'schen Glasofen werden die Versuche derart angestellt, dass die Schmelzung bezw. Krystallisation an drei verschiedenen heissen Orten vorgenommen werden kann. So im Innern des Ofens bei ca. 1600° C., oder am Rande bei 1100—1200° oder endlich in einem Zuführungscanal in der Ofenwand bei ca. 500—600°. Nicht bloss kleine Mengen, sondern auch bis zu 100 Pfund schwere Massen werden geschmolzen

und zur Krystallisation gebracht, während die Erhitzungsdauer manchmal nur Tage, öfters Wochen, ausnahmsweise Monate in Anspruch nimmt. Während dieser Zeit wechselt aber die Temperatur im Innern des Ofens entsprechend den Bedürfnissen der Glas-Fabrikation im Verlaufe von ca. 18 Stunden zwischen Weissgluth und Hellrothgluth. Die zu schmelzenden Mischungen wurden hauptsächlich aus chemischen Präparaten, manchmal aus natürlichen Mineralien oder aus Gesteinen hergestellt. Die gebildeten Mineralien wurden, wenn irgend möglich, getrennt und einzeln analysirt, von den gewonnenen Gemengen Pauschanalyse und Dünnschliffe angefertigt und untersucht. Allenthalben ist eine Übersicht der seitherigen Versuche beigelegt.

Mineralien. Aus den Schmelzen, deren Zusammensetzung aus den Analysen 1—8 hervorgeht, bilden sich — neben grösseren oder geringeren Mengen von Glasbasis, neben Plagioklasen, Nephelin, Melilith, Olivin und Augit — Spinelle und Korund. Die Schmelzen 1—3 enthalten von den beiden letzteren Mineralien nur Korund, 4—6 Korund und Spinell, 7 und 8 nur Spinell. Scheidet man die als Korund bezw. Spinell abgeschiedene Thonerde aus der Pauschanalyse aus, so stellt sich heraus, dass bei allen Schmelzen nach der Ausscheidung der überschüssigen Thonerde in Form von Korund oder Spinell das Molecularverhältniss (Na_2 , K_2 , Ca) $\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$ etwa $= 1 : 1$ ist, d. h. der Sättigungsgrad der Magmen mit Al_2O_3 ist von diesem Verhältniss abhängig und beträgt sonach in Procentzahlen im reinen Anorthit ca. 36, im Nephelin ca. 33, im Labradorit 27—30, im Albit 19,5 Al_2O_3 . Der Überschuss an Al_2O_3 über diese Zahlen muss bei der Krystallisation als Korund, oder, wenn viel MgO vorhanden ist, als Spinell abgeschieden werden. Die Menge der Kieselsäure, oder, wie man [verkehrterweise] sagt, die Acidität ist auf diese Verhältnisse gänzlich ohne Einfluss, wie sich daraus ergibt, dass alle diese Magmen, aber auch eine Schmelze von $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{O}_4$, Korund ausscheiden. Nur das eine ist zu beachten, dass Magmen mit viel SiO_2 , wie z. B. Albit oder isländischer Liparit, und geringem Überschuss von Al_2O_3 diesen Überschuss theils in Form von Korund und Sillimanit, theils als Sillimanit allein zur Abscheidung bringen. Verschiedene Magmen lösen allerdings überschüssige Thonerde, wie vorauszusehen, in verschiedener Menge und mit wechselnder Schnelligkeit. So z. B. löst ein Nephelinmagma bei gleicher Temperatur und in gleicher Zeit sechs Mal so viel Al_2O_3 als ein Anorthitmagma und, da sich aus Kali-Thonerdesilicatmagmen kein Korund abscheidet, scheint darin überschüssige Al_2O_3 gar nicht löslich zu sein. Der Krystallisationsgrad der Magmen hängt nicht direct von der Dauer des Erhitzens ab, sondern viel mehr von des Magmas Fähigkeit, übersättigte Lösungen zu bilden, wie überhaupt alle diese Dinge den allgemeinen Gesetzen von der Krystallisation der Lösungen unterworfen sind.

So erklärt sich die Bildung von Korund, Spinell und Sillimanit aus geschmolzenem Glimmer durch Verlust des das Alkali vertretenden Wasser-

stoffs, und so erklärt sich auch die Wirkung der geringen Menge Thonerde, welche den Glasflüssen behufs besserer glasiger Erstarrung zugesetzt wird, indem sie einen Theil der vorhandenen Basen als Alumosilicat absättigt und dadurch ungesättigte (verdünnte) Lösungen erzeugt, die gerne amorph erstarren.

Der bei diesen Versuchen gebildete Korund ist bald gelb oder röthlichgelb, bald blau oder auch bräunlichgelb gefärbt. Alle diese Färbungen sind durch das wechselnde Verhältniss von $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ erzeugt. Die Krystalle sind begrenzt durch $\{0001\}$ mit $\{11\bar{2}0\}$ oder mit $\{10\bar{1}0\}$ und $\{22\bar{4}3\}$; oder mit $\{10\bar{1}1\}$, oder aber es erscheint $\{22\bar{4}3\}$ allein. Zum Theil sind es Zwillinge nach $\{10\bar{1}0\}$, und auf $\{0001\}$ ist meist Streifung nach $\{10\bar{1}1\}$ vorhanden. Blättchenform tritt vorwiegend in kieselsäurereichen Magmen auf. Sillimanit erscheint stets in Nadelform. Von Spinellen sind folgende Varietäten meist in reinem $\{111\}$, seltener mit $\{110\}$ beobachtet worden: aus Schmelze 4: $\text{Mg Al}_2\text{O}_4$, $4\text{Fe Al}_2\text{O}_4$; aus 5: $4\text{Mg Al}_2\text{O}_4$, $2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Al}_2\text{O}_4$, $\frac{1}{4}\text{Fe Fe}_2\text{O}_4$; aus 6: $7\text{Mg Al}_2\text{O}_4$, $2\text{Fe Al}_2\text{O}_4$; aus 7: $13\text{Mg Al}_2\text{O}_4$, $\text{Mg Fe}_2\text{O}_4$; aus 8: $8\text{Mg Al}_2\text{O}_4$, $\text{Mg Fe}_2\text{O}_4$.

Cordierit. Ein Magma von der Zusammensetzung Anal. 9 lieferte neben reichlichem Glas Cordierit in Krystallen und Mikrolithe von Spinell, Labradorit und Augit. Aus dieser Beobachtung wird in Anbetracht der früheren Schlüsse gefolgert: Aus einem mit Al_2O_3 übersättigten Alumosilicatomagma von der Zusammensetzung $\bar{\text{R}}\text{O} \cdot m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2$ ($\bar{\text{R}} = \text{K}_2, \text{Na}_2, \text{Ca}$) scheidet sich bei der Krystallisation die überschüssige Al_2O_3 als Korund aus, wenn $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ fehlt und $n < 6$, oder als Sillimanit, wenn $n > 6$; dagegen als Spinell, wenn $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ vorhanden ist und $n < 6$, oder als Cordierit resp. Cordierit und Spinell, wenn im letzteren Falle $n > 6$ ist.

Magnetit und Eisenglanz. Beide Mineralien haben sich bei den Versuchen öfters gebildet, das Magneteisen bald Oktaëder, bald Rhombendodekaëder, bald oktaëdrische, bald auch rhombendodekaëdrische Krystallskelette bildend. Die chemischen Bedingungen für die Ausscheidung dieser Mineralien sind jedoch nicht so klar, weil sie infolge der Ausscheidung eisenreicher Silicate nicht so einfach sind.

Pyroxene. Die Darstellung der Pyroxene hat zunächst als allgemeines Resultat ergeben, dass man diese Mineralien thätlich betrachten kann als Mischung dreier Silicate von der Formel $\bar{\text{R}}\text{SiO}_3$, $\bar{\text{R}}^{\text{II}}\bar{\text{R}}^{\text{III}}\text{SiO}_6$ und $\bar{\text{R}}^{\text{I}}\bar{\text{R}}^{\text{II}}\bar{\text{R}}^{\text{III}}\text{Si}_4\text{O}_{12}$, wo $\bar{\text{R}} = \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}$; $\bar{\text{R}}^{\text{I}} = \text{Na}_2, \text{Li}_2$ oder auch $= \bar{\text{R}}$; $\bar{\text{R}}^{\text{II}} = \text{Fe}_2$ oder Al_2 ist. Ferner wurde geschlossen, dass in kieselsäurereichen ($\text{SiO}_2 > 50\%$) Magmen vorzugsweise das Silicat $\bar{\text{R}}^{\text{I}}\bar{\text{R}}^{\text{II}}\bar{\text{R}}^{\text{III}}\text{Si}_4\text{O}_{12}$, in Magmen, die an Kieselsäure ärmer sind, dagegen das Silicat $\bar{\text{R}}^{\text{I}}\bar{\text{R}}^{\text{II}}\bar{\text{R}}^{\text{III}}\text{Si}_4\text{O}_{12}$ sich bildet; dass weiter mit dem Eintritt und Steigen der $\bar{\text{R}}^{\text{II}}$ -haltigen Molecüle die Auslöschungsschiefe $c\alpha$ immer mehr abnimmt, und wahrscheinlich für diese Molecüle im reinen Zustande 0° betragen würde, d. h. diese wären

vermuthlich rhombisch. Endlich wurde festgestellt, dass die von VOGT in seinen Studien über Schlacken (dies. Jahrb. 1886. I. -47—49-; 1892. I. -88—93-; 1894. I. -95—96-) und die von LAGORIO (dies. Jahrb. 1888. I. -223—225-) abgeleiteten Gesetze, betreffend die Ausscheidungsfolge, auch hier allgemeine Gültigkeit haben.

Es wurden folgende Pyroxene künstlich dargestellt: 1. Enstatit von lichtgelblicher Färbung, welcher neben Olivin, Augit, Plagioklas, Magnetit, Hämatit und Glas aus dem Magma Anal. 10 entstand, ein spec. Gew. von $D = 3,087$ bei 17° C. besass und folgender Zusammensetzung entsprach: 10MgSiO_3 , $\frac{1}{8}\text{FeSiO}_3$, $\frac{1}{8}\text{CaSiO}_3$ (zusammen 81 %), $\frac{1}{2}\text{MgFe}_2\text{SiO}_6$, $\frac{1}{2}\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ (zusammen 19 %). 2. Monokliner Augit von gelber Färbung, der neben Olivin, Titaneisen, Magnetit, einem anderen rothbraunen Augit, Plagioklas und Glas aus dem Magma Anal. 11 gebildet worden war, ein spec. Gew. von $D = 3,177$ bei 16° C. und eine Auslöschungsschiefe α von ca. 45° besass und wie folgt zusammengesetzt war: $3\frac{1}{2}\text{CaSiO}_3$, 2MgSiO_3 , $\frac{1}{10}\text{FeSiO}_3$ (zusammen 67 %), $\text{Mg}(\frac{1}{2}\text{Al}, \frac{1}{2}\text{Fe})_2\text{SiO}_6$, $\frac{3}{10}\text{Na}_2(\frac{1}{10}\text{Al}, \frac{2}{10}\text{Fe})_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$ (zusammen 33 %). 3. Monokliner Augit von chocoladenbrauner Farbe, ausgeschieden neben Hauyn, Magnetit, Anorthit und Glasbasis aus einem Magma wie Anal. 12. $D > 3,18$. Auslöschungsschiefe α 8° . Spaltungswinkel 88° . Löslich in HCl. Zusammensetzung wie folgt: $5\text{CaFe}_2\text{SiO}_6$, $2\text{MnAl}_2\text{SiO}_6$, $1\frac{1}{2}\text{MgAl}_2\text{SiO}_6$, $\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_6$, $\frac{1}{2}\text{FeAl}_2\text{SiO}_6$ (zusammen 73 %), 8CaSiO_3 (27 %). 4. Natrium-reiche Augite in Form von grossen regelmässigen Sphärolithen. Sie bildeten sich aus einem Magma von der Zusammensetzung Anal. 13, sind im Centrum als Globosphärite, am Rande als Belonosphärite struirt, besitzen Pleochroismus zwischen grünlichgelb und rosa, eine Auslöschungsschiefe α von ca. 18° , ein spec. Gew. $D = 2,886$, sind in Splintern leicht schmelzbar und nicht zersetzbar durch HCl. Ihrer Zusammensetzung nach entsprechen sie der Formel: $\frac{4}{5}\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$, $\frac{2}{5}\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$ (zusammen 51,5 %), $1\frac{3}{5}\text{CaSiO}_3$, $1\frac{2}{5}\text{MgSiO}_3$, $\frac{7}{10}\text{FeSiO}_3$, $\frac{1}{2}\text{Na}_2\text{SiO}_3$ (zusammen 48,5 %). Eine andere Art von Augitsphärolithen von ähnlicher Structur wurde aus einem anderen Schmelzfluss hergestellt. Ihre Auslöschungsschiefe α betrug ca. 10° , ihr spec. Gew. $D = 2,724$. Sie enthalten etwas Glas und entsprechen nachstehender Formel: $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$, $\frac{1}{2}\text{CaFe}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$ (zusammen 65 %), $1\frac{1}{2}\text{CaSiO}_3$, MgSiO_3 , $\frac{1}{4}\text{FeSiO}_3$ (zusammen 35 %). Die restirende Glasbasis hatte die Zusammensetzung Anal. 14. Beide Gläser (Basis) sind specifisch leichter als die Sphärolithe, und beide neigen bei wiederholter Schmelzung sehr zur Entglasung.

Wollastonit wurde am Boden von grösseren Massen von ausgelassenen Fabrikgläsern öfters in mehreren Centimeter langen und 2 mm dicken Krystallen beobachtet. Das specifische Gewicht bei 23° C. ist

$$D = 2,807, \frac{\alpha + \beta + \gamma}{3} = \text{ca. } 1,62. \text{ Aus dem Schmelzfluss bildet sich}$$

sonst immer das hexagonale Silicat CaSiO_3 . Verf. glaubt, dass in diesem Falle die starke Übersättigung mit Metasilicat und der auf den unteren Theilen lastende Druck das Ausscheiden des Wollastonit veranlassten.

Daneben hatten sich noch Krystalle und Krystallgruppen von Diopsid mit grossem Kalkreichthum und Gehalt an $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$, und einer Auslösungsschiefe ca von ca. 36° gebildet.

Hauynmineralien und Natrongranat (Lagoriolith).

1. Zur Darstellung des Nosean wurden zwei Gemenge, $a = \text{Na}_2\text{O}$, Al_2O_3 , 2SiO_2 und $b = \text{CaO}$, Al_2O_3 , 2SiO_2 , mit Glaubersalz 24 Tage bzw. 24 Stunden bei ca. 600° geschmolzen, und man erhielt in beiden Fällen Körnchen und Kryställchen $\{110\}$ von Nosean. Sie waren im ersteren Falle oben in der Schmelze blau, unten farblos, im zweiten Falle nach dem Erhitzen an der Luft oben gelbgrün, in der Mitte blau und unten farblos. Aus den Analysen der so wiederholt hergestellten Noseane, welche z. Th. geringe Mengen Kalk und Magnesia enthielten, ergibt sich, dass die Noseanzusammensetzung stets der Formel $3(\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8) \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$ entspricht, worin ein Theil des Natriums durch Calcium ersetzt sein kann. Eine Discussion der Analysen der natürlichen Noseane zeigt, dass auch sie dieser Formel entsprechen. 2. Hauyn hat sich aus einer Schmelze, welche aus 80 g einer Mischung von 76 Theilen Kaolin, 15 Theilen CaCO_3 , 16 Theilen Na_2CO_3 , 12,5 Theilen Gyps, 7 Theilen Glaubersalz, ferner aus 17 g FeSiO_3 , 8 g CaSiO_3 , 5 g K_2SiO_3 , etwas CaS und Braunstein bestand, neben dem monoklinen Augit No. 3. und Glas nach achttägigem Schmelzen bei ca. 600° gebildet. Es waren Krystalle, begrenzt durch $\{110\}$, seltener in Combination mit $\{100\}$, oder dieses allein. 3. Sodalith wurde in zwei Reihen von Versuchen gewonnen, indem man einerseits 5 g Kaolin 4 Tage, und andererseits 2 g Eläolith 5 Tage mit überschüssigem Kochsalz erhitzte. Dabei bildet sich im ersteren Falle, wie die Analysen zeigten, ein Sodalith von der Formel $2(\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8) \cdot \text{NaCl}$, und im zweiten von der Formel $3(\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8) \cdot 2\text{NaCl}$, welche Verbindungen in der Natur beide vorkommen. 4. Natrongranat (Lagoriolith). Durch Schmelzen nachstehender drei Gemische mit Chlornatrium erhalten:

	I	II	III
$\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. . .	65 Theile	63,3 Theile	64,1 Theile
$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. . .	44 „	45,5 „	43,8 „
	32,5 Gyps	14,9 CaCO_3	30,4 Na_2CO_3
		12,6 Gyps	
		7 Na_2SO_4	

Neben ungeschmolzener Substanz und Glas findet man reguläre, optisch anomale Kryställchen, welche bei I und III nach $\{100\}$ tafelförmige Gestalten mit $\{100\}$ und $\{110\}$, bei II isometrische Formen mit herrschendem $\{110\}$ und untergeordnetem $\{100\}$, oder eine dieser beiden Krystallformen allein, oder die Combination $\{110\} \{hk0\}$ darstellen. Sie zeigen anomale optische Erscheinungen, theilweise vergleichbar dem Leucit, theilweise der Oktaëderstructur des Granats. Ihrer chemischen Zusammensetzung nach entsprechen sie, abgesehen von einem allerdings oft recht beträchtlichen, durch „isomorphe“ Mischung mit Noseansilicat erklärten Schwefelsäuregehalt der Formel $3(\text{Ca}, \text{Na}_2)\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$, nur die Krystalle aus

Mischung III sind frei von Calcium. Dies ist aber die Zusammensetzung des Granats, und daraus einerseits, aus der Zerlegbarkeit des Sodaliths und Noseans durch Wasser von hoher Temperatur in Silicat und NaCl bezw. Na_2SO_4 andererseits, und aus der Thatsache, dass andere Forscher durch Schmelzen des Grossulars zu Anorthit und Kalkolivin gekommen sind, schliesst Verf., dass die Formeln von Lagoriolith und Grossular analog den Formeln von Nosean und Sodalith wie folgt zu schreiben seien: $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Na}_4\text{SiO}_4 = \text{Lagoriolith}$, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}_2\text{SiO}_4 = \text{Grossular}$.

Plagioklase wurden vielfach erhalten, doch ist es besonders bemerkenswerth, dass sich stets entweder Anorthit oder Labradorit, und niemals Zwischenglieder bildeten. Ein Anorthit, der aus der Schmelze sich ausschied, welche der Anal. 4 entspricht, wurde getrennt. Er zeigte auf P eine Auslöschungsschiefe von $27-33^\circ$, auf M eine solche von $34-38^\circ$, und sein specifisches Gewicht ist $D = 2,757$ bei 17°C . Seine Zusammensetzung entspricht der Formel Ab_1An_6 . Bei den Versuchen konnte auch festgestellt werden, dass Anorthit bei ca. 1000° leichter krystallisirt als bei $600-700^\circ$.

Gesteine. Liparit. Durch einfaches Schmelzen der Liparit-Bestandtheile konnten weder Orthoklas noch Quarz, vielmehr die Kieselsäure nur in Form des Tridymit und der prismatischen Modification Fouqué und MICHEL-LÉVY's erhalten werden. Dagegen gelang bei einer zwischen 800° und 1000° periodisch schwankenden Temperatur nach 14tägigem Schmelzen bei Zusatz von 1% Wolframsäure die Herstellung eines schlierigen, eutaxitischen Liparits, der Quarz, Biotit und Sanidin in kleinen Kryställchen enthielt. Die Wirkung der Wolframsäure beruht in einer Wechselersetzung. Verf. macht auf das häufige Vorkommen des Wolframit in Graniten und Lipariten aufmerksam.

Cordierit-Andesit. Aus dem Magma (Anal. 9) haben sich neben dem Cordierit Spinell und Magneteisen, Augit und Labradorit, sowie reichliches Glas gebildet. Nach wiederholtem Erhitzen nimmt die Glasbasis an Menge ab, die einzelnen Krystalle werden grösser und Magnetit und Spinell nehmen an Zahl der Krystalle beträchtlich zu [was mit der Beobachtung von Fouqué und MICHEL-LÉVY über die Bildung des Magnetit übereinstimmt]. Dieses Gestein ist dem Cordierit-Vitrophyrit MOLENGRAAFF's mit dem Cordierit-Andesit OSANN's vergleichbar.

Mit Thonerde nicht übersättigte Basaltmagmen. 1. Mit Augitsubstanz übersättigte Magmen (Anal. 13 u. 14), auch die Leucit-Tephritlava vom Vesuv (1631) liefern beim raschen Abkühlen Augitsphärolithe, wie man sie auch im Basaltobsidian von Hawai beobachtet hat. Auffallend ist, dass sich beim Magma No. 13 nach wiederholtem Erhitzen 3 Schichten bilden: eine untere, dunkelgrüne, magnetitreiche Masse mit spec. Gew. $D = 2,996$, eine mittlere Masse mit Augitsphärolithen und $D = 2,773$ und endlich eine obere, glasige Schicht mit $D = 2,634$. 2. Enstatitbasalt. Gemenge von 3 Theilen Olivin, 3 Theilen Labradorit und 1 Theil Augit liefern Gesteine, welche nach wiederholtem Erhitzen

immer krystallinischer werden, und zwar erzielt man bei Temperaturen unter 700° allotriomorph-körnige Massen, während bei höherer Temperatur alle Krystalle idiomorphe Ausbildung zeigen. Die Ausscheidungsfolge, welche bei allen Versuchen dieselbe und somit eine stabile Function der chemischen Zusammensetzung des Magmas ist, war: Olivin, Enstatit, monokliner Augit α , Labradorit, monokliner Augit β , Magnetit. Der Olivin ist Forsterit-ähnlich, tritt z. Th. in Skeletform, z. Th. in flächenreichen Krystallen oder in kugeligen, chondrenähnlichen, körnigen Aggregaten (Olivinknollen) auf. Der Enstatit ist öfters von monoklinem Augit α umsäumt; wo er in Drusenräumen aufsitzt, wurde der Winkel $(100):(110) = 40^{\circ} 7'$ gemessen. 3. Basaltmagmen mit einem 45 % nicht übersteigenden Kieselsäuregehalt. Das Magma (Anal. 11) lieferte nach dem Schmelzen bei Rothgluth nur Augit und Magnetit, bei $700-800^{\circ}$ dagegen Mineralien mit nachstehender Ausscheidungsfolge: Olivin, Magnetit und Titaneisen, monokliner Augit α , Magnetit und Titaneisen, Labradorit, Augit β , Magnetit, Glasbasis. Das Gestein entspricht etwa einem Limburgit. — Ein Magma, dessen chemischer Bestand dem Melilithbasalt von Hochbühl entsprach und welchem das Eisen je einmal in Form von Fe_2O_3 , Fe oder Fayalit zugesetzt war, lieferte in den beiden ersten Fällen ein holokrystallinisches Gestein mit Melilith oder Gehlenit, Labradorit und einem schwach pleochroitischen Augit mit einer Auslöschungsschiefe $c\alpha$ von ca. 50° . Im dritten Falle entstand kein Melilith, dagegen Olivin und ein stark pleochroitischer Augit mit $c\alpha = 45^{\circ}$ ca. Bezüglich der Ausscheidungsfolge zeigt sich auch hier wieder, dass sie unabhängig von dem Kieselsäuregehalt der Mineralien ist. 4. Hauynbasaltmagma. Schmilzt man ein Magma, welches in seiner Zusammensetzung 80 % Hauyn und 30 % Metasilicat entspricht, bei etwa 600° , so entstehen nur Augit und Hauyn, bei höherer Temperatur zerfällt es in folgende Bestandtheile mit entsprechender Ausscheidungsfolge: Pyroxen (30 %), Hauyn (33 %), Magnetit, Anorthit (23 %), Magnetit, Nephelin (1 %), Magnetit (im Ganzen 3,5 %), Glasbasis (9,5 %). Die Zusammensetzung der Glasbasis entspricht, wie auch sonst öfters, LAGORIO's Normalglas (K_2, Ca) 0.2SiO_2 .

Mit Thonerde übersättigte Basaltmagmen. 1. Eine Schmelze von der Zusammensetzung Analyse 15 zeigte nach der Krystallisation diabasisch-körnige Structur und nachstehende Ausscheidungsfolge: Spinell (7,24 %), Hypersthen, Labradorit, Augit. 2. Eine andere Schmelze (Anal. 7) lieferte Spinell, Olivin, Labradorit (vorwiegend), Anorthit (skeletförmig), Augit, Glasbasis. 3. Das der Analyse 4 entsprechende Gemenge gab einen schlierig ausgebildeten Nephelinbasalt mit Intersertalstructur. In den Intersertalräumen meist Glas, öfters auch Plagioklas. An Mineralien sind vorhanden: Spinell und Korund, Olivin, Labradorit und Anorthit, Magnetit, Nephelin (in Krystallen). 4. Die Structur der Schmelze Analyse 5 ist mikroporphyrisch und trotz bester Mischung der zusammengeschmolzenen Theile schlierig. Ihre Mineralien sind wie folgt ausgeschieden: Spinell (26,5 %) und Korund (1,5 %), Olivin, Hypersthen, Labradorit, Anorthit, Melilith, Glasbasis. 5. Schmelze Analyse 6 lieferte einen Feldspathbasalt

mit Olivinknollen und 1,4 % Korund, 35 % Spinell. Der Plagioklas ist Anorthit, die Structur intersertal, Glasbasis wenig vorhanden, in den Intersertalräumen z. Th. Glas, z. Th. Feldspath. Die Krystalle sind theilweise mechanisch deformirt.

Mit Thonerde übersättigte Nephelin-Anorthitmagma.

1. Die Schmelzen zu den Analysen 1—3 lieferten Nephelinite mit folgender Zusammensetzung und Ausscheidungsfolge: Korund, Spinell, Olivin, Anorthit, Nephelin, Augit, Magnetit, Glasbasis. Der Olivin enthält wahrscheinlich viel Kalk. Der Nephelin kommt sowohl in Krystallen als in allotriomorphen Massen, als Mesostasis, vor. 2. Anorthit-Nephelin-Schmelzen. Reine Anorthitschmelzen zeichnen sich durch ihre Porosität, reine Nephelinschmelzen durch grosse Mengen glasiger Basis aus. Zwischenglieder krystallisiren sehr gut, so z. B. die der Analyse 16 entsprechende Schmelze, in welcher sich 60 % Anorthit in grossen Krystallen ausgeschieden hatten, zwischen denen eine intersertale, aus Nephelin, Glas und Magnetit bestehende Grundmasse sich befand. Im Anorthit fanden sich Einschlüsse von Korund, in der Glasbasis solche von Lepidomelan. Schmilzt man geringe Quantitäten des Magmas in kleinen Tiegeln, so erhält man weniger Magnetit und statt des Glimmers Augit. Die Structur wird trachytisch.

Alles in Allem ist nun festgestellt worden, dass für die Ausscheidung eines Mineralen aus dem Schmelzfluss in erster Linie die Übersättigung des Magmas mit diesem Mineral in Betracht kommt und durchaus nicht die chemische Zusammensetzung des gebildeten Mineralen. Die Übersättigung bedingt auch die Ausscheidungsfolge. In diesen Bedingungen liegt es auch begründet, dass aus gewissen Magmen sich gewisse Mineralien mit Vorliebe bilden, weil nicht alle Magmen gleich leicht mit den verschiedenen Stoffen übersättigt werden. So werden z. B. kieselsäurereiche Magmen mit Thonerde leichter übersättigt, darum finden wir in der Natur die durch gemeinsame Entstehungsart ausgezeichneten Mineralien Korund und Sillimanit, Spinell und Cordierit öfter in kieselsäurereichen Gesteinen.

Verf. hat nun zwei solcher Korundgesteine aus dem Ural näher untersucht. 1. Der Kyschtymit, welcher an der Quelle des Flusses Borsowka in Form eines Ganges oder Stockes zwischen Granit und Serpentin auftritt, besteht aus folgenden Mineralien, welche der Ausscheidungsfolge nach geordnet sind: Zirkon, Apatit, Spinell, Korund, Anorthit, Biotit. Als Zersetzungsproduct des Korund erscheint noch Muscovit. Der Anorthit bildet körnige Massen, in welche der Korund eingebettet ist. Der Spinell ist dunkelgrün und nur in geringer Menge vorhanden. Aus den Analysen 17 und 18 ergibt sich, dass nach dem Ausscheiden von Spinell und Korund das Verhältniss von $\text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{K}_2, \text{Na}_2, \text{Ca})\text{O}$ annähernd 1 : 1 ist, wie es nach den Experimenten oben ebenfalls gefunden wurde. Verf. macht es noch wahrscheinlich, dass der „Barsowit Rose“

	1.	2.	3.	4.	5. ¹	6.	7.
SiO ₂	27,0	37,2	39,4	32,4	26,0	25,2	37,8
Al ₂ O ₃	54,9	43,7	40,7	48,3	41,8	47,3	35,9
Fe ₂ O ₃ }	3,0	2,9	2,2	4,9	9,2	7,7	3,6
FeO }							
CaO	4,3	4,1	5,6	7,1	12,4	9,7	5,6
MgO	0,4	0,5	0,8	0,7	4,9	5,2	9,8
K ₂ O	2,6	5,0	3,9	1,8	1,0	0,9	1,8
Na ₂ O	7,2	6,9	7,6	4,7	3,8	3,6	5,1
Summe	99,4	100,3	100,2	99,9	99,1	99,6	99,6

	8.	9.	10.	11.	12. ²	13.	14.
SiO ₂	45,1	60,14	52,30	42,90 ³	37,70	52,94	59,50
Al ₂ O ₃	28,6	18,10	16,68	7,91	21,95	7,84	10,24
Fe ₂ O ₃	3,7	6,80	9,42	15,19	9,35	5,80	7,25
FeO			1,06	1,03	0,80	6,54	1,71
CaO	6,6	5,80	6,60	14,00	17,10	9,25	10,02
MgO	7,8	5,15	13,26	12,58	0,53	6,05	4,30
K ₂ O	2,2	1,18	0,56	0,52	1,20	0,90	0,90
Na ₂ O	5,8	2,39	1,01	6,63	4,92	9,60	4,55
Summe	99,8	99,56	100,89	100,76	93,55	98,92	98,47

	15. ⁴	16. ⁵	17. ⁶	18. ⁷	19. ⁸	20. ⁹
SiO ₂	40,27	43,86	22,52	16,80	40,06	52,34
Al ₂ O ₃	18,20	30,80	16,31	13,89	13,65	16,05
Fe ₂ O ₃	14,85	3,20	2,20	0,76	0,35	0,45
FeO	0,85					
CaO	12,00	10,90	6,64	7,26	0,30	0,20
MgO	8,14	Spur	1,34	0,61	0,15	0,16
K ₂ O	0,29	0,54	0,58	0,13	5,20	6,58
Na ₂ O	3,58	6,02	1,00	0,38	3,71	4,77
Summe	98,18	95,32	50,59	39,83	53,42	80,55

¹ 0,6 % MnO; ² 3,00 % MnO, 3,70 % SO₃; ³ 0,50 % TiO₂; ⁴ 0,90 % Spinell; ⁵ 5,24 % Korund; ⁶ 47,51 % Korund, 1,58 % H₂O; ⁷ 59,51 % Korund und Spinell, 0,76 % H₂O; ⁸ 35,40 % Korund, 0,46 % H₂O; ⁹ 18,55 % Korund, 0,40 % H₂O.

weiter nichts als Anorthit von diesem Fundort ist. 2. Korundpegmatit und Korundsyenit. Diese Gesteine treten ebenfalls in Form von Gängen oder stockförmigen Massen im Gneiss, Granit und Syenit auf und kommen wie der Kyschtymit im Ilmengebirge vor, das eine einheitliche Granit-Gneissbildung darstellt. Miascit ist ein von dort stammendes gesättigtes Alumosilicatmagma und die Korundgesteine treten darin als Schlierenbildungen auf. Der Korundpegmatit (Anal. 19) besteht

wesentlich aus Korund und Mikroperthit, welche pegmatitisch verwachsen sind. Im Korund sind Einschlüsse von kleinen Prismen eines bis jetzt unbekannten Mineralen, im Feldspath solche von Rutil, Apatit und Zirkon. Die grossen Korundkrystalle sind blau und von prismatischem Habitus, die kleinen farblos und pyramidal. Im Korundsyenit (Anal. 20) tritt zu den eben erwähnten Mineralien noch Biotit, der bald spärlich (in der Nähe des Kyschtymitlagers), bald reichlich (beim Dorfe Sseljankina) an der Zusammensetzung des Gesteines Theil nimmt. Auch bei diesen beiden Gesteinen trifft nach Ausscheidung des Korunds das Gesetz zu: $\text{Al}_2\text{O}_3 : (\text{K}_2, \text{Na}_2, \text{Ca})\text{O} = 1 : 1$.

Anschliessend an die Untersuchung dieser Gesteine schlägt Verf. bezüglich des Thonerdegehaltes der Gesteine eine analoge Classification vor, wie wir sie haben bezüglich des Gehaltes an Kieselsäure. Es wären drei Gruppen zu unterscheiden: a) mit Al_2O_3 resp. SiO_2 übersättigte, b) gesättigte, c) nicht gesättigte Magmen, jeweils mit zwei Unterabtheilungen: α) mit Alkalireichthum, β) mit Reichthum an alkalischen Erden. Man würde so, da b) mit SiO_2 gesättigt und b) mit Al_2O_3 gesättigt in eine Gruppe zu verschmelzen wären, im Ganzen fünf Gruppen mit je zwei Unterabtheilungen erhalten.

In Bezug auf die Abhängigkeit der Structur der Schmelzflüsse von der Temperatur oder der chemischen Zusammensetzung hat sich ergeben: Sphärolithstructur entsteht bei Übersättigung der Schmelze mit einer einzigen Verbindung und schneller Erkaltung, porphyrische Structur bei gleichen chemischen Verhältnissen und langsamer Erkaltung, intersertal-glasige Structur bei schneller Temperaturerniedrigung verschiedener Schmelzen, allotriomorph-körnige Structur bei langdauernder Erhitzung auf 500—600°, mikroporphyrische Structur bei langdauernder hoher Temperatur.

Wohl hat Ref. in dieser inhaltreichen Arbeit Manches gefunden, mit dem seine Ansichten nicht völlig übereinstimmen, aber es ist dies nebensächlich gegenüber dem grossen, neuen Thatsachenmaterial, welches die Arbeit bringt.

G. Linck.

Geologische Karten.

Geologische Karte der im Reichsrathe vertretenen Königreiche und Länder der österreichisch-ungarischen Monarchie. Auf Grundlage der Specialkarte im Maassstab von 1 : 75 000 etc. herausgegeben durch die k. k. geol. Reichsanst. in Wien. Erste und zweite Lieferung: Jubiläums-Ausgabe. Enthaltend die Blätter NW.-Gruppe: 41 = Freudenthal, 54 = Olmütz, 66 = Boskowitz und Blansko, 67 = Prossnitz und Wischau, 77 = Austerlitz, 84 = Znaim; SW.-Gruppe: 83 = Eisenkappel und Kanker, 84 = Prassberg a. d. Sann, 85 = Pragerhof-Windisch-Feistritz, 86 = Pettau und Vinica. Nebst 10 Heften Erläuterungen, Titelblatt, Orientirungsplan und Generalfarbenschema. Wien 1898.

Fünzig Jahre nach der Gründung bereitet die k. k. geologische Reichsanstalt der Fachwelt eine freudige Überraschung, indem sie zum ersten Mal ihre Arbeiten vervielfältigt der Öffentlichkeit übergibt. Durch diese schon lang gewünschte Erschliessung ihrer reichen Schätze und durch die Überwindung der ihr entgegenstehenden Hindernisse hat sich die geologische Reichsanstalt den ungetheilten Beifall und Dank der Geologie und ihrer Vertreter gesichert. Möge ihr volles Lob und Ehre für diesen wichtigen Schritt zu Theil werden und dem Land aus der Durchführung des monumentalen Werkes reicher Segen erblühen.

Es sei gestattet, mit einigen Worten auf den Plan und die Einrichtung des neuen Kartenwerkes einzugehen.

Nach dem beigegebenen Orientirungsplan vertheilen sich die von der geologischen Reichsanstalt zu veröffentlichenden Blätter auf 4 Gruppen: NW.-Gruppe, umfassend Böhmen, Mähren, Schlesien, Ober- und Niederösterreich bis zum Parallel von Wien, insgesamt 100 Blätter; SW.-Gruppe, umfassend Ober- und Niederösterreich südlich des Wiener Parallels, Steiermark, Kärnten, Tirol und Vorarlberg, Krain, Küstenland und Dalmatien, insgesamt 138 Blätter; NO.-Gruppe, umfassend Galizien und Bukowina 103 Blätter und SO.-Gruppe, umfassend Bosnien und Herzegowina mit 56 Blätter. In nächster Zeit ist die Veröffentlichung von Karten von grösseren Theilen Mährens, Niederösterreichs, Steiermark und von Krain geplant, während Galizien, Dalmatien und Tirol erst in zweiter Linie und Bosnien und Herzegowina in dritter Linie in Aussicht genommen sind.

Das Farbenschema sieht für das Archäicum vorwiegend rothe und braune, für das Palaeozoische graue und bräunliche (Carbon und Perm), für die mesozoischen Schichten rothe im Buntsandstein, violette im Muschelkalk, blaue, violette und rothe im Keuper, blaue im Jura und gelbe in der Kreide, für das Tertiär grüne und für das Quartär hellgelbe Töne vor. In der Farbenwahl für Kreideformation und Tertiär spricht sich die wesentlichste und fürs erste bedauerliche Abweichung von dem sogen. internationalen Farbenschema (Congress zu Bologna 1881) aus. G. STACHE giebt im Jahresbericht der Reichsanstalt für 1898 (Verh. geol. Reichsanst. 1899. 46) die Gründe an, welche für die Wahl der grünen Tertiär- und gelben Kreidefarben bestimmt hatten. Die plutonischen Gesteine werden in den sauersten Formen mit rothen, in solchen von mittlerem Kieselsäuregehalt mit grünen und blauen und in den basischsten mit blauen und violetten Farben dargestellt. Die Grösse der Blätter stimmt mit derjenigen der topographischen Spezialkarte in 1 : 75 000 überein. Ausser dem Namen des Verf. sind noch die früheren Bearbeiter des Gebietes auf jedem Blatt namhaft gemacht, ein Gebrauch, welcher Nachahmung verdient. Der Farbendruck der Blätter ist scharf, die Farben sind leicht unterscheidbar und ziemlich kräftig gehalten, um auf dem dunklen Schwarzdruck der Schraffur noch zur Geltung zu gelangen. Rothe Linien bezeichnen die geologischen Grenzen und tragen zur Lesbarkeit viel bei. Die Zeichen für Lagerung, Streichen und Fallen sind nicht allzu zahlreich und lassen den Gebirgsbau in manchen Fällen unklar. Wenig Werth möchte ich

auf die Weglassung der Zahlen des Neigungsgrades legen; sie könnten in Zukunft vielleicht durch verschiedene Länge des Querstriches des Fallzeichens ausgedrückt werden. Im Übrigen lässt der kräftige Schwarzdruck verstehen, warum man mit aufgedruckten Lagerungszeichen und Signaturen die Lesbarkeit der Karte nicht allzusehr belasten wollte. Die alpinen Blätter besitzen mehr Signaturen als die mährischen. Schematische Profile fehlen. Der Rand eines jeden Blattes trägt eine Farbenerklärung. Die jedem Blatt beigegebene Erläuterung soll in Taschenformat eine übersichtliche und sachliche Darstellung der geologischen Verhältnisse des Kartengebietes wiedergeben, ohne dass die Verf. an einen bestimmten Umfang oder Schablone gehalten seien. Das zeigt sich besonders bei den von E. TRETZE bearbeiteten Blättern Freudenthal und Olmütz. Von der Umgebung des letzteren hat das Jahrbuch der Reichsanstalt (1893) eine umfangreiche Abhandlung gebracht, welche die Wiederholung der Einzelheiten in den Erläuterungen überflüssig macht. Die Erläuterungen zu Blatt Freudenthal dagegen bringen eine ziemlich umfangreiche Beschreibung, denen eine Geschichte der Aufnahme des Blattgebietes und kritische Würdigung früherer Arbeiten über dasselbe vorangeht.

Der Maassstab der Karte gestattet natürlich nicht, in den Unterscheidungen der Schichten und Gesteine jenen Anforderungen Rechnung zu tragen, welche man an geologische Karten nach Maassstab 1 : 25 000 zu stellen berechtigt ist. Die alpinen Blätter zeigen besonders, dass man bestrebt war, die jüngsten Bildungen, Schutt, Alluvium u. s. w. auf ein bescheidenes Maass zu beschränken, um den Untergrund zur Geltung zu bringen. In Einzelheiten weichen die Blätter untereinander etwas ab. So sind die Begriffe palaeogen und neogen in den alpinen Blättern durch die gebräuchlichen 4 Tertiärstufen ersetzt.

NW.-Gruppe: Blatt 41 = Freudenthal, bearbeitet von E. TRETZE, zeigt einen ziemlich einförmigen Bau von nordnordöstlich streichenden Falten des Culm im mährischen Gesenke (Grauwacken und Thonschiefer). Nur an wenigen Orten und noch untergeordneter, als es F. RÖMER und v. CAMERLANDER darstellten, treten im Kern einiger Falten mitteldevonische Kalke (Benischer Schichten) und meist grüne Thonschiefer von zweifelhaftem Alter auf. Man hat Gründe dafür, letztere theils dem Oberdevon, theils auch dem Unterdevon zuzuweisen. Ein grosser Theil der Culmgesteine wurde von älteren Autoren dem Devon zugezählt. Die Aufnahme hat in den Grauwacken Conglomerate nachgewiesen, welche Gerölle von dem mit dem Devon verbundenen Diabas enthalten, also jünger als dieser sind. Die als Blattelschiefer bezeichnete Abtheilung des Culm ist es, welche bezeichnende Versteinerungen enthält. D. STUR hat in seiner Culmflora des Gebietes auch die thierischen Reste berücksichtigt. Miocäner Tegel bildet das nächstjüngere Formationsglied im Kartenbereich und hat eine sehr geringe Verbreitung. In der NO.-Ecke des Blattes gegen die Oppa zu treten mächtigere quartäre Ablagerungen auf. Glaciale Ablagerungen und erratische Blöcke als Vertreter des norddeutschen Glacialdiluvium reichen noch in die Karte herein; jedoch scheint die RÖMER'sche Grenzlinie

der Vereisung zu weit in das Gebirge hineingezogen zu sein. Das Erraticum reicht bis zu 440 m Meereshöhe. Das jüngere Diluvium besteht aus Schotter, Sand und Lehm. Wohl nur durch ein Versehen sind die in den Erläuterungen als Lehme bezeichneten Ablagerungen auf der Karte als Löss angegeben worden. Dieser fehlt überall. Unter den Eruptivgesteinen spielt neben Diabas noch der Basalt in Laven, Lapilli-Anhäufungen, aber auch in Form von Quellkuppen eine Rolle. Stoffliche Beschreibungen fehlen. Über die Beziehungen der Eruptionspunkte zur Tektonik des palaeozoischen Gebirges lässt sich im Gegensatz zu SCHARIZER nichts Bestimmtes sagen.

Das Gebiet des Blattes 54 = Olmütz, von E. TIETZE bearbeitet, hat durch den Genannten bereits 1893 im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt eine eingehende Schilderung gefunden. Die Erläuterungen geben daher nur das Allernothwendigste wieder.

Blatt 66 = Boskowitz und Blansko wurde von L. v. TAUSCH bearbeitet und eine eingehende Schilderung des Gebietes von ihm bereits 1895 im Jahrbuch der Reichsanstalt niedergelegt. Nichtsdestoweniger geben die Erläuterungen in ausführlicher und sachlicher Weise die genannten geologischen Verhältnisse und die petrographische Beschaffenheit der Gesteine wieder. Grosse Aufmerksamkeit ist den eruptiven und krystallinen Gesteinen gewidmet. Von der grossen Brünner Eruptivmasse, welche in einem breiten Zug die Mitte des Blattes einnimmt und als Syenit-Granit bezeichnet wird, werden dioritische und schieferige Abarten unterschieden. An sie schliesst sich im W. eine zum böhmischen Massiv gehörige Gruppe von meist glimmerarmen Gneissen, Glimmerschiefern und Phylliten an. Unter diesen ist die Phyllitgruppe wegen ihrer ausserordentlich mannigfaltigen Gesteine, Quarzphyllite, Quarzite, Conglomerate, körnigen Kalke, Talk-, Kiesel-, Kalk- und Graphitschiefer, Amphibolite, Serpentine und gneissartigen Gesteine besonders interessant und genau beschrieben worden. Sie werden für jünger als die eigentlichen Gneisse und Granatglimmerschiefer gehalten, scheinen discordant an diese angelagert zu sein und mit MAKOWSKY und RZEHAK sieht sie L. v. TAUSCH als eine Reihe altsedimentärer Bildungen an, deren Alter zur Zeit sich noch nicht bestimmen lässt.

Unter-, Mittel- und Oberdevon werden auf der Karte unterschieden, nehmen aber nur sehr untergeordnete Flächen ein. Die beiden ersten Abtheilungen sind durch Versteinerungen gekennzeichnet, die letztere durch ihre Ähnlichkeit mit westfälischem Kramenzelkalk. Culmschichten, Sandsteine (Grauwacken), Conglomerate und Thonschiefer schliessen sich im O. des Blattes an die Brünner Eruptivmasse mit flachem östlichen und süd-östlichen Einfallen an und nehmen grosse Flächen ein. Versteinerungen wurden im Blattbereich nicht gefunden. Eine breite Zone von unterem Rothliegendem legt sich westlich an die Brünner Eruptivmasse mit nördlichem bis nordöstlichem Streichen an. Sie beginnt mit Breccien, setzt sich nach oben in Conglomeraten fort, darüber folgen dunkle Schieferthone und Sandsteine mit *Walchia piniformis* SCHL. und anderen Resten und zu

oberst lagern wiederum Schieferthone und Conglomerate. Am Ostrand des Syenit-Granites legen sich auf die devonischen Schichten solche des Dogger und Malm, deren Fossilführung UHLIG bereits eingehend gewürdigt hat. Im oberen Zwittawa-Thal reichen Ausläufer der böhmischen Kreide (unterer Pläner und unterer Quadersandstein) ins Blatt herein. Das Tertiär ist durch marines mediterranes Miocän (Tegel, Mergel, Sande und Schotter) in Form von Resten der grossen Miocänbedeckung Mährens vorhanden.

Kreide und Tertiär lagern ziemlich ungestört.

Blatt 67 = Prossnitz und Wischau, von L. v. TAUSCH bearbeitet, zeigt im W. eine fast lediglich aus nördlich bis nordöstlich streichenden Grauwacken und Thonschiefer des Culm aufgebaute Hochfläche, in der östlichen grösseren Hälfte ein flaches, mit Lehm und Löss bedecktes Hügelland, durchzogen von der March und ihren Zuflüssen Hanna und Blatnica. Tertiäre Ablagerungen, miocäne Nulliporenkalke, Tegel und Sande ragen aus der Lehmbedeckung hervor.

Blatt 77 = Austerlitz, bearbeitet von C. M. PAUL und L. v. TAUSCH, schneidet in der NW.-Ecke das sudetische Culm an, zeigt aber im übrigen neben etwas Kreide und versteinierungsreichen Blöcken aus der Oxford-Gruppe (Zone des *Amaltheus cordatus* Sow.) nur Tertiär. Das älteste Glied desselben, der Steinitzer Sandstein, hat seinen Namen von dem Haupthöhenzug des Gebietes, dem Steinitzer Wald. Ihm eingelagert sind Conglomerate, Menilitschiefer, aufgelagert der Magura-Sandstein, ein Schichtenglied, welches typisch im S. des Beskiden durch C. M. PAUL zuerst gekennzeichnet wurde und welcher das dem Steinitzer Wald östlich parallel laufende Marsgebirge bildet. Diesen alttertiären Bildungen stehen jungtertiäre Tegel, Sande, Nulliporenkalk als Vertreter des marinen Miocän vorwiegend im N. des Steinitzer Waldes gegenüber. Congeriansande treten im S. bei Gaya auf.

Blatt 84 = Znaim, bearbeitet von C. M. PAUL, erstreckt sich über den Rand des böhmisch-mährischen Massives gegen das Wiener Becken und gewährt mit seinen rothen Farben für das alte Gebirge und den grünen für das jüngere Tertiär ein hübsches Farbenbild. Ersteres setzt sich aus Gneiss, Granulit, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Granat-Augit-Amphibolit, Serpentin, Kalk und Phylliten zusammen, streicht nord-östlich und fällt im Allgemeinen nach NW. Der Gneiss gilt als das älteste, über ihm folgen die Phyllite, welcher ihrerseits wieder von Gneiss scheinbar überlagert werden. Man ist hier zur Annahme einer Verwerfung zwischen dem höheren Gneiss und dem liegenden Phyllit gedrängt. Kleine Partien von Devon, Culm und Rothliegendem sind mehrfach unter dem Neogen beobachtet worden. Letzteres ist nahezu horizontal oder flach nach SO. geneigt, besteht aus Tegel (Schlier) und Schotter mit Sanden, beide mit mariner Fauna.

SW.-Gruppe: Blatt 83 = Eisenkappel und Kanker, bearbeitet von F. TELLER, stellt ein höchst interessantes und reich gegliedertes Theilgebiet der Ostkarawanken und der Steiner Alpen dar. Die Erläuterungen beleuchten in eingehender und scharfer Weise den Aufbau,

die Gliederung und Beschaffenheit der Schichten und besonders sachlich die verschiedenen Ansichten der früheren Forscher. Mit Ausnahme jurassischer und cretaceischer Bildungen sind fast alle Formationen und die verschiedenen Eruptivtypen vertreten. Sericitische und gneissartige Schiefer, welche von LIPOLD und ROLLE dem Palaeozoicum eingereiht wurden, dürften das älteste darstellen. Ihnen reihen sich krystalline Schiefer an, welche unter dem Einfluss einer nahen Einpressung tonalitischer Magmen bedeutende mineralische Veränderungen erlitten und zu einer späteren, wahrscheinlich nacharchaischen Zeit ein zweites Mal von granitischen, mit basischen Massen verschlierten Magmen berührt und umgewandelt wurden. Die hier als Gailthaler Schiefer früher bezeichneten grünen Schiefer mit Diabas und Diabastuffen am Nordrand des Granitit sind vielleicht Vertreter des Culm, jedenfalls sind sie älter als das Obercarbon. Die tiefsten Schichten der Silur-Devon-Reihe bilden die Schiefer und Grauwacken des Seeberges, welche sich beiläufig, aber nicht vollständig mit FRECH's „Mauthener Schichten“ decken. Als örtliche Einlagerung treten in ihnen auf bunte Conglomerate und Flaserbreccien, bunte Schiefer und gebänderte Kalke mit Crinoiden. Fossilführendes Obersilur mit *Cardiola*-Resten, Brachiopoden und Orthoceren wird besonders ausgeschieden. Das Devon wird durch die fossilreichen und klippenbildenden Korallenriffkalke vertreten, deren dynamometamorphe Abänderungen verzeichnet sind. Obercarbon, aus schieferigen, sandigen und conglomeratischen Schichten unten und Fusulinenkalken oben bestehend, bildet in seiner faciiellen Gliederung ein Analogon zu der Silur-Devon-Reihe. Das Perm greift mit sandigen und schieferigen Bildungen über die älteren Schichten über und wird, obwohl fossilfrei, in seiner unteren Abtheilung mit dem „Grödener Sandstein“, in der oberen mit dem „*Bellerophon*-Kalk“ der Südalpen parallelisirt. Ihm folgen gleichförmig gelagert die charakteristischen Werfener Schichten in nordalpiner Entwicklung. Der Muschelkalk gliedert sich im W. in eine untere dolomitische und eine obere mergelig-kalkige Abtheilung. TELLER hat Vertreter der südalpinen Wengener Schichten in einer fossilreichen Gesteinsbank nachgewiesen. Über dem Muschelkalk folgt als Aequivalent des Wettersteinkalkes Tirols ein mächtiger Complex von Dolomit und Kalk, der zu oberst die wichtigen Bleierze Kärntens führt. Gering mächtig, aber versteinierungsreich sind die Raibler Schichten (*Cardita*-Sch.) entwickelt. Ihnen folgen stellenweise Dolomite (Hauptdolomit) oder unmittelbar auch als Schluss der Trias der Dachsteinkalk. Eine Unterbrechung der Ablagerungen tritt nun ein und neue, litorale, beginnen erst mit oligocänen Kalken, sandig-mergeligen Schichten und Conglomeraten (Oberburger Schichten). Sie sind ebenfalls in ihrer Lagerung gestört worden, vielleicht zu jener Zeit, als die Andesite des Gebietes emporgepresst wurden. Die marinen Schichten von Sotzka und Guttenegg (Fischschiefer ROLLE's) setzen die Reihe nach oben fort. Ihnen schliessen sich theilweise tuffartige Sedimente an, welche auf die Ausbrüche von dacitischen Gesteinen folgten.“ Die zwischenliegenden nichttuffigen Schichten (Mergel, Schieferthone und Sandsteine) erweisen sich als marin (Miocän) und ent-

halten *Pecten duodecim-lamellatus* BRONN als Leitfossil. Limnische Bildungen mit Braunkohlen und höher fluviatile Conglomerate werden dem mittleren und oberen Miocän zugerechnet. Räumlich unabhängig davon treten am Südrand der Steiner Alpen marine Conglomerate, Mergel und Sandsteine als Miocän auf. Dem Pliocän werden hier fluviatile Ablagerungen zugerechnet, welche keine deutlichen Terrassen bilden und sich beträchtlich über die Thäler erheben. Daran schliessen sich als Diluvium Terrassenablagerungen an. Glacialdiluvium ist nicht bekannt geworden. An die Darstellung der jüngsten Erscheinungen schliessen sich die Beschreibungen der Erstarrungsgesteine der verschiedenen Epochen: Tonalite mit Parallelstructur, Granitite, Quarzporphyr, Diabas, Diabasporphyr, Andesit und Dacit.

Blatt 84 = Prassberg a. d. Sann, bearbeitet von FR. TELLER, schliesst sich östlich an das vorige an und zeigt nicht minder abwechselungsreiche Verhältnisse. Das Urgebirge besitzt hier im Bachergebirge eine reiche Gliederung in Muscovit-Gneisse, Glimmerschiefer, Amphibolite, Sericitschiefer, Marmor u. A., während Silur und Devon nicht sicher vertreten sind. In den mesozoischen Schichten des vorigen Blattes treten noch Rhät, Lias und Kreide hinzu. In besonders reicher Entwicklung sind jungtertiäre, besonders miocäne Bildungen vorhanden. Auch die Lagerungsverhältnisse gewähren ein interessantes Bild. Das Tertiär nimmt ein grosses Senkungsgebiet ein, in welchem das Grundgebirge nur noch insular emporragt. Die Anlage der Absenkung desselben lässt ein staffelförmiges Abbrechen gegen O. an nordöstlich oder nordnordöstlich gerichteten Störungen erkennen. Der quer zum Streichen gerichtete Abbruch St. Rochus-Rasswald in den karnischen Ketten ist jünger als die oberjurassischen Aptychenschichten und älter als die obere Kreide. Am Nordrand der Steiner Alpen sind die jüngeren Sedimente auf die altpalaeozoische Basis nach N. hinaufgeschoben worden. Ein NW.—SO. gerichteter Bruch von Schönstein durchschneidet das Blattgebiet diagonal und gab Anlass zu einer Reihe von andesitischen Ergüssen in der Miocänzeit und wohl auch zu der in geringer Entfernung parallel laufenden Thermallinie. Das Urgebirge des Bacher wird nach SW. zu von einer „dinarischen Störung“, NW.—SO., gegen die isolirte Triasscholle vom Ober-Dollitsch abgeschnitten. Das sich südlich an diesen Abbruch anlegende Tertiärbecken wird durch den Tonalitzug und den Schönsteiner Bruch von dem tertiären Senkungsgebiet an der Sann getrennt.

Blatt 85 = Pragerhof-Windisch-Feistritz, bearbeitet von F. TELLER, bildet die östliche Fortsetzung des vorigen Blattes. Das Gebiet gliedert sich in mehrere auffallend verschiedene Regionen. „Im N. die breite einförmige Masse des Bachergebirges“, ein domförmig aufgewölbter, krystalliner Schiefercomplex mit einem mächtigen Kern von intrusivem Granit; im S. eine schmale Gebirgskette, „welche ihre reiche orographische Gliederung dem durch tektonische Complicationen bedingten Ineinandergreifen palaeozoischer und alttertiärer Schiefersedimente und mesozoischer Kalk- und Dolomitbildungen verdankt; zwischen beiden eine

niederige Hgelregion, die sich aus einförmigen fluviatilen Absätzen der jüngsten Tertiärzeit aufbaut; endlich im O. ein weithin sich dehnendes Flachland, das obere Pettauer Feld, ein Depot der Sand- und Schottermassen des Diluvium der Drau“. Das Urgebirge zeigt keine besonders reiche Entwicklung, palaeozoische Schichten und die Trias treten stark zurück, obwohl die Riffkalkbildungen der Dolomitfacies mehrfach durchragen durch das weitverbreitete Oligocän und Miocän.

Blatt 86 = Pettau und Vinica, bearbeitet von J. DREGER, bringt im Anschluss an vorgenanntes Blatt in der Hauptsache nur miocne Bildungen zu beiden Seiten der Drau zur Darstellung.

Darf Ref. einen Wunsch zum Ausdruck bringen, so möchte er die Bitte um besondere Kennzeichnung der Störungslinien (Verwerfungen, Überschiebungen u. s. w.) durch farbige oder dickere schwarze Linien oder auf eine andere Weise aussprechen. Bei der sehr geringen Lesbarkeit der Namen des Schwarzdruckes ist das Aufsuchen der im Text erwähnten Dislocationen auf der Karte sehr erschwert. Der technische Werth der Karte, dem auch die Erläuterungen gebührend Rechnung tragen, würde auch dadurch erhöht.

A. Leppla.

Geologie der Alpen.

E. Fournier: Nouvelles observations sur la tectonique de la Basse-Provence. (Bull. de la soc. géol. de la France. (3.) 25. 35—38. 1897.)

Die Erhebung der Trias bei Vieux Beaumont wird als eine Kuppe mit peripherischer pilzfrmiger Ausbreitung betrachtet und diese Anschauung im Gegensatz zu der abweichenden Ansicht von M. BERTRAND (Bull. de la soc. géol. Nov. 1896) auch auf das Massif d'Allauch und das Massif de l'Etoile angewendet.

H. Behrens.

A. Bittner: ber zwei neue Fundstellen der *Posidonomya alpina* GRAS in den niederösterreichischen Kalkalpen. (Verhandl. geol. Reichsanst. 1898. p. 216.)

Da Gesteine mit *P. alpina* in den niederösterreichischen Kalkalpen bisher nur sehr spärlich bekannt sind, ist die Auffindung von zwei neuen Vorkommnissen dieser Art im Bereiche der Lilienfeld-Hainfelder Kalkvor-alpen von Interesse. Beide Fundorte gehören jenem mächtigen Zuge jurassisch-liasischer Gebilde an, der sich nördlich an den mächtigen Muschelkalkaufbruch der Kloster- und Reissalpe anschliesst.

V. Uhlig.

T. Taramelli: Di alcuni scoscendimenti nel Vicentino. (Boll. Soc. Geol. Ital. 18. 297—308. 1899.)

Im Vicentinischen sind, wenn man die topographische Karte näher ins Auge fasst, in fast allen Thälern mächtige Schuttkegel zu sehen, die

von den Bergen auf die Thalsohle hinabsteigen. Sie sind es auch, die gelegentlich wieder ins Rutschen gelangen und dann die fruchtbaren Fluren und industriellen Anlagen bedrohen. Es sind die Schuttmassen bedeutender Bergstürze, deren Entstehung vorhistorisch, aber jedenfalls postglacial ist. Eingehender wird ein solcher alter Bergrutsch bei Arsiero geschildert, der über eine Moräne der Thalsohle fortgegangen ist und dessen Massen neuerdings sich wieder in Bewegung gesetzt haben, kurz erwähnt sind analoge Bildungen bei Velo, im Astico-Thal und im Thale der Zara. Am Schlusse meint Verf., dass solche Massen auch schon zur Glacialperiode niedergegangen und dann auf den Gletscher gefallen seien und auf diesem fortgerutscht, so dass ihre heutige Lage fern vom Gehänge ist und sie eigenthümliche, durch die Erosion eingeebnete Terrassen vor den Dolomitwänden bilden, ohne direct mit diesen zusammenzuhängen. **Deecke.**

S. Franchi: Sulla geologia di alcuni parti delle Alpi Marittime e Cozie. (Boll. Soc. Geol. Ital. 17. 261—271. 1898.)

Dieser Aufsatz enthält eine Polemik gegen PORTIS, von der hier nur interessirt, dass die von letzterem für Rhät erklärten Kalke mit Korallen, welche im Tunnel zwischen Limone und Vicola anstehen, schon früher von FRANCHI richtiger als Jura gedeutet sind, da sie Belemniten führen. Es complicirt sich demgemäss auch das Tunnelprofil. **Deecke.**

E. Mattiolo: Relazione sul rilevamento geologico nella valle di Champorcher (Alpi Graie) eseguito nel 1897. (Boll. Com. Geol. Ital. 30. 3—29. 1899.)

Das Thal von Champorcher ist ein Runsenthal, welches vom Fort Bard am Ausgange der Dora Baltea-Furche nördlich vom Paradiso-Stock nach Cogne und Aosta hinüberführt. Die Hauptmasse der Gesteine sind Gneisse, welche den unteren und mittleren Abschnitt erfüllen, während die oberen Thalabschnitte von den Grünsteinen (pietre verdi) und Kalkglimmerschiefern eingenommen werden. Serpentine kommen als Einlagerung häufig vor, auch Opicalcite sind vorhanden. Die Gneisse sind oft feinkörnig und nicht selten druckschieferig, sie stehen mit Glimmerschiefern oder phyllitartigen Gesteinen in inniger Beziehung, unterscheiden sich aber in keiner wesentlichen Eigenschaft von den übrigen ähnlichen Bildungen des Paradiso-massivs, wie sie in der Val di Cogne und südlich davon anstehen. Das Alter der Kalke und Kalkglimmerschiefer hat nicht bestimmt werden können, indessen muss man zwei Gruppen unterscheiden, solche kalkigen Schichten, die mit den Gneissen und Glimmerschiefern in Verbindung stehen, und andere, die mit den Grünschiefern, den Prasiniten, Eklogiten, Amphiboliten zusammengehören und jedenfalls jünger und metamorph sind. Das Thal hat heute nur einen einzigen kleinen Gletscher, ist aber früher von Eis erfüllt gewesen, einzelne Moränenriegel und kleine glaciale Stauseen geben nebst der Rundung der Felsen davon Kunde. Ein mächtiger Moränen-

wall schliesst das Thal unten ab. — An nutzbaren Mineralien sind früher Eisenerze und goldhaltige Quarze abgebaut worden, aber seit vorigem Jahrhundert ruht der Bergbau. Die Eisenerze stehen mit den Serpentinien in genetischer Beziehung und lieferten Rohmaterial für die Eisenhütten des unteren Thalabschnittes. Ausserdem wurden die cipollinähnlichen Kalke an mehreren Punkten gebrochen, sowie Topfstein und Asbest gewonnen.

Deecke.

A. Stella: Calcarei fossiliferi e scisti cristallini dei monti del Saluzzese, nel cosiddetto elissoide gneissico Dora-Maira. (Boll. Com. Geol. Ital. 30. 129—160. 1899.)

Die Arbeiten FRANCHI's, welche in den Grünschiefern und krystallinen Kalken der Westalpen in Piemont mesozoische Ablagerungen der Trias und des Lias erkannten, haben ein völlig neues Licht auf die Gesamtheit der Geologie der italienischen Westalpen geworfen. Verf. hat nun die südlich von Pinerolo und des oberen Po-Thales gelegenen Districte bei Saluzzo in den Thälern der Varaita und Maira untersucht und kommt zu ähnlichen Resultaten. An Gneisse des Centralmassivs lehnen sich Zonen von Grünschiefer, Kalkglimmerschiefern, körnigen Kalken und Quarziten. Alles liegt völlig concordant, und man muss, um das Auftreten der Gneisse zu erklären, überschobene Falten voraussetzen, deren unterer gleichsinnig fallender Theil allein erhalten wäre. Serpentine, Talkschiefer, Diorite und Dioritschiefer treten local als Einlagerungen auf, ebenso graphitführende Complexe, die meistens innig mit dem Kalk oder dessen Begleitern verbunden sind, also auch als ursprüngliche Glieder in die Reihe hineingehören. In den Kalken sind nun an mehreren Stellen deutliche, aber sonst unbestimmbare Crinoidenglieder gefunden, die möglicherweise zu *Encrinus* gehören und nach Erfahrungen in den Nachbargebieten diese Kalke als Trias charakterisiren. Dann wäre die ganze Grünschieferserie mit allen ihren Einlagerungen vielleicht metamorphosirtes Permcarbon. Die Frage nach der Zugehörigkeit der fossilführenden Kalke zu den Nebengesteinen wird an der Hand der Lagerung und der innigen stratigraphischen Verbindung bejaht, fremde Klippen oder spätere Riffkalke mit Transgression auf älterer Unterlage können es nicht sein. Ausserdem sind alle benachbarten Gesteine in gleicher Weise umgewandelt. Die stratigraphische Lage der Kalke ist die in den zurückgebogenen Muldenkernen, z. B. bei Piasco. Die Graphitschichten sollen dann älter und carbonisch sein, was ja für die Ostalpen auch neuerdings erwiesen ist. Diese Gesamtaufassung harmonirt ausserdem vollkommen mit derjenigen der französischen Geologen, die in diesen Schiefern und Kalken schon lang Lias und Trias gesehen haben. Nun ist durch diese Arbeiten auch das archaische Alter der Centralgneisse ins Wanken gerathen, und Verf. wäre, wie es scheint, eher der Meinung, auch diese als palaeozoisch zu betrachten. Die krystalline Structur ist in diesem so stark metamorphosirten Gebiet kein Hinderniss. — Um die nur an Auswitterungsflächen erkennbaren Crinoiden

zu isoliren, hat Verf. den Verwitterungsprocess mit Salzsäure nachzuahmen versucht. Bei schwachen Lösungen hatte er kein Resultat, man muss die Mischung 1 : 20 nehmen, dann werden die Fossilien einigermassen freigeätzt, aber natürlich selbst mit angegriffen. Übrigens sind diese Kalke alle magnesiareich und gehen durch dolomitische Varietäten in echte Dolomite über; von solchen mit 92,56 % CaO und 6,37 % MgO zu dem Endgliede mit 63,95 % CaO und 36,05 % MgO, einem Dolomit, und in solchen sind auch die Crinoidenstielglieder mit dolomitisirt, da sie 55,75 % CaO und 45,04 % MgO enthielten.

Deecke.

Geologische Beschreibung einzelner Ländertheile, ausschliesslich der Alpen.

Max Koch: Über die Umdeutung der geologischen Verhältnisse im Unterharz. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1898. p. 21—28.)

In übersichtlicher Weise werden hier die frühere und die heutige Auffassung über die Gliederung der älteren paläozoischen Schichtenfolge des Unterharzes einander gegenübergestellt. Die wesentlichsten Unterschiede bestehen darin, dass die Graptolithenschiefer, der Bruchberg-Quarzit, wahrscheinlich auch ein grosser Theil der Tanner Grauwacke und noch Anderes dem Silur zufallen; dass sich die oberen Wieder Schiefer und die Cephalopodenkalke von Hasselfelde etc. als dem älteren Mitteldevon, die Elbingeröder Grauwacke aber als dem Culm zugehörig erwiesen haben.

Ferner ergibt sich aus künstlichen Aufschlüssen im Klosterholz bei Ilsenburg mit Sicherheit die Reihenfolge: 3. Wissenbacher Schiefer, 2. Hauptquarzit = Obercoblenz, 1. kalkige Grauwacke mit Hercynfauna.

Von grossem Interesse ist endlich die Thatsache, dass am Schwengskopf bei Wernigerode neben Cephalopodenkalken des älteren Mitteldevon typischer Greifensteiner Kalk (mit *Aphyllites fidelis*, *Proetus eremita* etc.) entdeckt worden ist.

Kayser.

Max Fiebelkorn: Geologische Ausflüge in die Umgegend von Berlin. Gr. 8°. Mit 2 Karten und 40 Abbild. im Text. Berlin 1896.

Dieses Büchlein kann den Studirenden und Freunden der Geologie warm empfohlen werden. Die Anordnung des Stoffes ist übersichtlich, der Ausdruck klar, und die neueste Literatur, soweit irgend thunlich, berücksichtigt. Unter den behandelten Formationen bezw. Formationsgliedern (Zechstein, Trias, Jura, Eocän, Oligocän, Miocän, Diluvium und Alluvium) hat besonders das Diluvium eingehendere Berücksichtigung gefunden.

Als ein Mangel dürfte vielleicht das Fehlen eines Sachregisters empfunden werden.

O. Zeise.

J. N. Woldřich: Geologische Studien aus Südböhmen. I. Aus dem böhmisch-mährischen Hochlande. Das Wassergebiet der oberen Nežárka. (Archiv für die naturwiss. Landesdurchforschung Böhmens. 11. No. 4. 56 p. 24 Textfig. 1 Taf. 2 Karten. Prag 1898.)

Die Gegend N. und NO. von Neuhaus wurde durch F. v. LIDL im Jahre 1853 für die geologische Reichsanstalt in Wien kartirt, jedoch nicht beschrieben. Verf. unternahm in den Jahren 1894, 1895, 1897 eine neue eingehendere Aufnahme, deren Ergebnisse auf der beigelegten Karte (1 : 50 000) wiedergegeben und im Texte ausführlich behandelt werden.

Aus dem auf der Karte nicht zur Darstellung gelangten Gebiete bespricht Verf. eigenthümliche Absonderungs- und Verwitterungsformen des Granits von Königseck, welche für keltische Opfersteine gehalten wurden, deren Abstammung jedoch eine natürliche ist. — Bei Pelec unweit von Pocátek fand Verf. einen Block Pyroxenbiotitgranit, bestehend aus Orthoklas, untergeordnetem Plagioklas, Quarz, untergeordnetem Biotit und einem blässröthlich durchscheinenden Pyroxen.

Im aufgenommenen Gebiete tritt der Gneiss in drei Gruppen zu Tage: In der unmittelbaren Umgebung von Neuhaus, N. und NO. von Jaroschau, und SO. davon in einem Streifen von Pocátek bis Ottenschlag. Der Gneiss ist überall biotitisch, ohne Muscovit, hie und da mit Sillimanit; Urkalk tritt in ihm nirgends auf. Verf. parallelisirt ihn mit dem Centralgneiss BECKE's von GFÖHL in Niederösterreich und mit dem grauen Gneisse ROSIWAŁ's aus dem Gebiete zwischen der Schwarzawa und Zwitawa. Bei böhmisch Woleschna wurden im Gneiss, vielleicht am Granitcontact, Linsen eines dunkelgrauen dichten Gesteines, welches u. d. M. Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Augit, Amphibol, sowie zersetzten Biotit zeigte, beobachtet. Ähnliche dichte quarzitähnliche Gesteine, jedoch ohne Augit und Amphibol, wurden auch O. von Jarschau und bei Riedweis gefunden. Hie und da, namentlich SW. von Neu-Ötting, sind dem Gneiss Granulite eingelagert, und zwar theils normaler Granatgranulit, theils biotitischer Gneissgranulit. Eine amphibolische Einlagerung, einen feinkörnigen Biotit-Amphibol-Granulit, fand Verf. bei Včelnice.

Der Granit, zum grossen Gmünd-Neubistritzer Granitmassiv gehörend, nimmt den grössten Theil des Gebietes ein; es ist ein lichtgrauer, gleichmässig gröber- bis feinkörniger Biotitgranit. Ausserhalb des aufgenommenen Gebietes herrscht zweiglimmeriger Granit vor. Die Biotit-Granit-Hauptmasse wird von zahlreichen Gängen (Amphibolgranit, Aplit, Granitporphyr) durchsetzt.

Die Neogenablagerungen des Gebietes sind fossilienlose Süsswassersedimente: Schotter, Sande und Thone von weit grösserer Ausdehnung als bisher angenommen wurde; sie reichen NO. von Neuhaus bis über die Landesgrenze nach Mähren hinaus, wo sie zwischen Stolčín und Vilimec 650 m Seehöhe erreichen. Einige von den känozoischen Schottern scheinen zur Diluvialzeit umgelagert worden zu sein und enthalten Kantengeschiebe. Löss ist nicht entwickelt.

Was die Tektonik des Gebietes betrifft, so herrscht ein nordöstliches Streichen mit steilem (50—60°) nordwestlichem Fallen, also wie im Erzgebirge; locale Abweichungen scheinen mit mächtigeren Granitgängen im Zusammenhange zu sein. Dass die tektonischen Vorgänge bis in relativ sehr junge Zeit fortsetzten, geht nach dem Verf. aus dem Umstande hervor, dass im Nežárka-Gebiete die Neogenablagerungen wie erwähnt noch in 650 m Seehöhe auftreten, während dieselben an ihrem westlichen Rande, im Vorgebirge des Böhmerwaldes, nur bis zu 472 m hinaufsteigen.

Fr. Slavik.

R. T. Hill: The geological history of the Isthmus of Panama and portions of Costa Rica. (Bull. of the Museum of comparative Zoology at Harvard College. 28. No. 5. 151—286. Mit 19 Taf.)

HUMBOLDT's Annahme, dass den gesammten amerikanischen Continent ein an seiner westlichen Seite zusammenhängendes Kettengebirge durchziehe, kann nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse nicht mehr aufrecht erhalten werden. Die südamerikanische Cordillere endet am Caribischen Meere mit einem schwachen Ausläufer, der Sierra de S. Marta; ihre Verlängerung würde Jamaica und Cuba treffen, hingegen das Festland von Nordamerika gar nicht mehr berühren. Andererseits endigen die nordamerikanischen Rocky Mountains und ihre südliche Verlängerung, die Sierra madre in Mexico, in dem grossen Abfall des centralmexikanischen Plateaus südlich von der Hauptstadt Mexico. Zwischen den Endpunkten der grossen nord- und südamerikanischen Cordillere im südlichen Mexico und im nördlichen Columbien liegt das mittelamerikanische Gebirgssystem, dessen Leitlinien senkrecht zu denen der nord- und südamerikanischen Cordilleren verlaufen. Die ostwestlich streichenden Faltenzüge des mittelamerikanischen Systems nehmen den südlichsten Theil von Mexico mit Yucatan, ganz Mittelamerika, die grossen Antillen und einen grossen Theil der Küste von Venezuela und Columbien ein. In Guatemala und dem südlichen Mexico setzen sich diese Faltengebirge aus Graniten, Eruptivgesteinen, palaeozoischen, mesozoischen und tertiären Sedimenten zusammen, auf den Antillen, Costa Rica, Venezuela und Columbien aus Mesozoicum und Tertiär, in Panama lediglich aus dem letzteren. Zwei submarine Rücken, die dem allgemeinen Streichen conform etwa ostwestlich verlaufen, verbinden die Antillen mit dem Festlande von Mittelamerika; es ist dies der Rücken zwischen der Sierra maestra auf Cuba und dem Golf von Honduras, und der zwischen Jamaica und dem Cap Gracias á Dios. Die Vulcane der mittelamerikanischen Region sind zum grössten Theil unabhängig von dem Streichen der Sedimentärgebirge angeordnet. Den westlichen Theil Mittelamerikas von Guatemala bis zum Isthmus von Panama bildet ein hohes vulcanisches Plateau, den östlichen ein von den ostwestlich streichenden Faltenzügen erfülltes Bergland. Der Isthmus von Panama ist ein Hügelland, dessen Höhen sich 200 bis 1500' über dem Meeresspiegel erheben und mit geringen Ausnahmen anscheinend ganz regellos angeordnet

sind. Die gesammte Oro- und Hydrographie des Isthmus deutet darauf hin, dass hier kein frisch gehobenes Land vorliegt, sondern ein Theil eines relativ alten Continents, an dem atmosphärische und marine Erosion bereits sehr wirksam gewesen sind. Der Isthmus von Panama lässt sich in sieben orographische und geologische Einheiten zerlegen: 1. Die Korallenriffe der Küste. 2. Die sumpfigen Niederungen (swamps) an den Küsten, die gehobenen Meeresboden darstellen. 3. Der Monkey Hill bei Colon und die Panama-Küste, die als alte Erosionsebenen aufzufassen sind. 4. Dislocirte Tertiärschichten auf der Ostseite. 5. Basische Eruptivgesteine in grosser Zahl. 6. Die rhyolithischen und andesitischen Tuffe von Barbacoas, San Pablo, Panama und Miraflores. Die sogenannte Panama-Formation. 7. Granitische Gesteine, die sich zahlreich in den Geröllen des Rio Ozagres vorfinden und die im Osten des Panama-Canals anstehen müssen.

Unbestimmten Alters, aber höchstwahrscheinlich präeocän sind die hellen andesitischen und rhyolithischen Tuffe der sogenannten Panama-Formation, die auf beiden Seiten des Isthmus auftreten; sie enthalten noch keine Spur von den basischen Eruptivgesteinen, die im Tertiär für den Isthmus eine hohe Bedeutung gewinnen. Wahrscheinlich treten dieselben sauren Tuffe auch an der Basis der Eruptivgesteine von Costa Rica auf. Zum Tertiär gehören auf dem Isthmus die Culebra, Empire, Gatun, Vamos á Vamos, Mindi und Monkey Hill Formation; sie sind sämmtlich alttertiär. Ihre Fossilführung und ihr petrographischer Habitus macht es wahrscheinlich, dass es Küstenbildungen sind, die sich an ein im Westen anzunehmendes Festland anlagerten. Höchstwahrscheinlich sind die Culebra-Thone das älteste Glied des Panama-Tertiärs und sind alteocän. Auf sie folgen die foraminiferenführenden Empire-Kalke. Die dunklen, an vulcanischem Material reichen Vamos á Vamos-Schichten enthalten die Claiborne-Fauna; dieselbe ist auch noch in den Grünsandmergeln der Mindi Hill-Schichten vertreten. Dagegen gehören die Monkey Hill-Schichten, die lithologisch denselben Charakter wie die letztgenannten besitzen, bereits dem Oberoligocän an. Die Mächtigkeit des Alttertiärs von Panama beträgt mindestens 1000'. Jungtertiär fehlt auf dem Isthmus vollständig. Die gehobenen Küstenebenen und Korallenriffe sind spätleistocän oder recent.

Von Massengesteinen sind folgende im Isthmus bekannt geworden: Granite stehen im Osten desselben in der Cordillera de San Blas an und finden sich massenhaft unter den Geröllen des Rio Ozagres. Die bereits erwähnten präeocänen rhyolithischen Tuffe der Panama-Formation lassen eine Eruptionsperiode saurerer Gesteine vermuthen. Basische Massengesteine, sowohl intrusive wie eruptive, finden sich in grosser Menge. Der grösste Theil der basischen Eruptivgesteine gehört dem Eocän an, es sind verschiedene Ausbruchperioden zu unterscheiden, die aber im Wesentlichen dasselbe Material geliefert haben. Jungtertiäre und recente vulcanische Thätigkeit fehlt auf dem Isthmus. Von grossem Interesse ist das ziemlich weit verbreitete Auftreten jungtertiärer „syenitischer“ Intrusivgesteine in der Cordillera de San Blas, im östlichen Costa Rica, längs der Sierra del Marta, und auf den Antillen. Die Intrusion dieser „syenitischen“ Gesteine

fällt wahrscheinlich zusammen mit der westöstlichen Auffaltung der mittel-amerikanischen Region, welche im jüngeren Miocän stattfand. Im Pliocän und Diluvium haben Meer und Atmosphärrillen sehr lebhaft an der Zerstörung dieser miocänen Falten gewirkt, im Jung-Alluvium ist jedoch wiederum eine, wenn auch geringe Hebung des Landes zu constatiren, welche die „swamps“ an beiden Seiten des Isthmus dem Meere entzog. Die pacifische Seite des Isthmus war wahrscheinlich schon im Alttertiär Land, denn die eocänen und oligocänen Sedimente, die eingangs Erwähnung fanden, sind auf die atlantische Seite beschränkt und besitzen hier einen ausgesprochen litoralen Habitus. Enorm ist die subaërische Verwitterung auf dem Isthmus, die durch die heftigen Regengüsse und die überaus üppige Vegetation hervorgerufen wird.

Bis zu einer Tiefe von 51 bis 100' bedeckt Sedimentär- wie Eruptivgesteine ein rother Verwitterungsthon, der öfters eigenthümlich geblättert (laminated) ist.

Nachdem Verf. den Isthmus von Panama studirt hatte, begab er sich längs der pacifischen Küste nach Norden und durchquerte den mittelamerikanischen Continent in Costarica zwischen Puntas Arenas an der pacifischen und Limon auf der atlantischen Seite. Hier sind seine Resultate folgende. Die Halbinsel Nicoya, die dem Festlande auf der pacifischen Seite vorgelagert ist, scheint aus Quarziten und alttertiären Eruptivgesteinen aufgebaut zu sein. Von Puntas Arenas bis zu den vulcanischen Hügeln der Aguacate-Kette beobachtet man nur einen rothen geschiebeführenden Thon, der von einigen Autoren als glacial angesprochen wurde, wahrscheinlich aber nichts anderes als zersetzter vulcanischer Tuff ist, der durch die reichlichen Regenfälle von den Vulcankegeln heruntergespült wurde. Die Aguacate-Kette, welche das vulcanische Plateau von Costarica im Westen begrenzt, baut sich lediglich aus Tuffen von jungem Habitus auf; nur an ihrem Fusse treten ältere Augitandesite auf. Auf der vulcanischen Hochebene von Costarica sind besonders die alten Seebecken von Interesse, welche an ähnliche Bildungen auf dem mexicanischen Plateau und in den Rocky mountains erinnern.

In der west-östlich streichenden Sierra Candella fand Verf. einen dunklen cretaceischen Kalk mit zahlreichen Austern, Inoceramen und Rudisten; dies ist insofern von Interesse, als Kreide bisher in Mittelamerika zwischen Guatemala und der Sierra del Marta noch unbekannt war. Von Interesse ist auch das Auftreten von echtem, geschiebefreiem Löss an den Abhängen des Vulcans Irazu in einer Höhe von 7000—9500 Fuss, während die tieferliegenden Striche allenthalben der rothe geschiebeführende Thon bedeckt. Die hohen Vulcane des centralen Costarica sind Aschenkegel jugendlichen Alters, welche tertiären Tuffen und Lavaströmen aufsitzen. Beim Abstiege von dem vulcanischen Plateau nach der atlantischen Küste trifft man auf gefaltetes Alttertiär, auf dem stellenweise discordant Pliocän lagert. Wirthschaftlich von Bedeutung ist die Kohle, die sich allenthalben in den Alttertiärschichten der atlantischen Küste findet.

Es ist, besonders von zoogeographischer Seite, die Behauptung aus-

gesprochen worden, dass der Isthmus von Panama eine relativ junge Bildung sei und dass eine Landverbindung zwischen Nord- und Südamerika in der Tertiärzeit noch nicht bestanden habe. Dem scheinen jedoch die geologischen Daten zu widersprechen. Leider ist unsere Kenntniss von Mexico und den mittelamerikanischen Republiken noch recht mangelhaft; die pacifische Küste von Niedercalifornien bis zum Aequator ist noch kaum von einem Geologen berührt worden und die Nordwestecke Südamerikas westlich vom Rio Atrato ist vollends eine Terra incognita. Aus den relativ wenigen Mittheilungen über die Geologie von Mittelamerika lassen sich aber bereits folgende Schlüsse ziehen. Granitmassive, deren Längsrichtung entsprechend dem Streichen der Kettengebirge eine west-östliche ist, treten an verschiedenen Stellen auf; sie sind älter als das jeweilig älteste Sedi-mentärgestein, in Guatemala daher präpalaeozoisch, in Costarica prä-cretaceisch, in der San Blas-Region auf dem Isthmus von Panama wahr-scheinlich prätertiär. Wohl sicher gehören genetisch zu diesen mittel-amerikanischen Graniten auch die west-östlich streichenden präcretaceischen Granite der Küste von Venezuela. Palaeozoicum ist nach Angabe des Verf. zwischen der südlichen Grenze der Vereinigten Staaten und Brasilien nur in einer Region gefunden worden, nämlich in Guatemala und der im Norden angrenzenden mexicanischen Provinz Chiapas, von wo SAPPER fossil-führendes Carbon und präcarbone Gesteine vermuthlich silurischen Alters beschrieb. Trias ist ebenfalls nur aus Guatemala und von einzelnen Punkten Mexicos bekannt geworden, Jura scheint in ganz Mittelamerika zu fehlen. Die Kreide, welche in Mexico eine so weite Verbreitung besitzt, ist in Guatemala auf die Nordseite der Granitkette beschränkt und im übrigen Mittelamerika nur einmal, durch Verf. in Costarica, nachgewiesen. Da-gegen sind cretaceische Gesteine von Jamaica, San Domingo und Cuba bekannt. In den marinen Tertiär- und Posttertiärbildungen, sowohl der atlantischen Küstenebene der Vereinigten Staaten wie der mittelamerika-nisch-caraibischen Region, kann man zweierlei Arten von Sedimenten unter-scheiden. Erstens die marin-organogenen, welche sich lediglich aus den Resten von Meeresthieren aufbauen, daher einen sehr geringen Thongehalt und helle Farben besitzen, und zweitens die terrigenen, deren Material dem Festlande entstammt und welche infolgedessen einen hohen Thon- und Sandgehalt und durch humöse Bestandtheile bedingte dunkle Färbung zeigen. Die weissen Kalksteine finden sich auf dem Festlande nur in den Halbinseln Yucatan und Florida, besitzen jedoch auf den tropischen Inseln Amerikas die ausgedehnteste Verbreitung. Hingegen umsäumen die terri-genen Sedimente der Tertiär- und Quartärzeit fast ohne Unterbrechung die atlantische Küste von Neu-England bis zum Golfe von Maracaibo. Da diese Sedimente in ihrer lithologischen Zusammensetzung und Fossilführung durchaus dem Continentalschlamm entsprechen, so geht daraus hervor, dass auch bereits der westliche Theil von Mittelamerika zu Beginn der Tertiärzeit Land war. Es ist sogar äusserst wahr-scheinlich, dass bereits im Mesozoicum eine Landverbindung zwischen Nord- und Südamerika bestand.

Bekanntlich war der östliche Theil von Nord- wie von Südamerika zur Jurazeit Land und es ist bei dem Fehlen von Juraschichten in Mittelamerika ausserordentlich wahrscheinlich, dass hier eine Brücke bestand, welche vermuthlich bedeutend breiter war als heutzutage. Zur Kreidezeit überfluthet das Meer auch Theile des nord- und südamerikanischen Ostens. Aber bei der gänzlichen Verschiedenheit der atlantischen und pacifischen Fauna — von vielen Hunderten von Arten ist auch nicht eine beiden Faunen gemeinsam — ist der Schluss berechtigt, dass in der ganzen Längserstreckung von Amerika eine nirgends durchbrochene Landbarriere bestand. Hingegen muss in der Alttertiärzeit zeitweilig eine Verbindung zwischen den östlichen und westlichen Gewässern bestanden haben, da 5 Arten der californischen Tejon-Gruppe in den atlantischen Vamos á Vamos-Schichten auftreten. Geologische wie palaeontologische Thatsachen beweisen jedoch, dass die Verbindung nur kurze Zeit bestand und nur gewissen Elementen der Küstenfauna freie Communication gewährte. Keinerlei Thatsache spricht dafür, dass noch zur Jungtertiär- oder Pleistocänzeit, wie vielfach angenommen worden ist, beide Oceane in der Gegend des Isthmus miteinander in Verbindung standen.

E. Philippi.

Silurische Formation.

Memoirs of the Geological Survey of the United Kingdom. The Silurian rocks of Britain. Vol. I: Scotland 1899. (749 p. mit 121 Textabbild., 27 Taf. Gesteinsentblössungen, Dünnschliffbilder und Abbildungen von Graptolithen, sowie einer geologischen Übersichtskarte der silur. Bildungen des Gebietes im Maassstabe 1 : 633 600.)

Der stattliche Band soll den ersten Theil einer zusammenfassenden Monographie der silurischen Bildungen Grossbritanniens und Irlands bilden. Unter der Leitung des Directors der schottischen Landesanstalt, ARCH. GEIKIE's, verfasst, ist er hauptsächlich von denjenigen beiden Geologen geschrieben worden, die auch die Untersuchungen im Felde durchgeführt haben, nämlich von B. N. PEACH und JOHN HORNE, während die petrographischen Abschnitte des Buches von TEALL und einige palaeontologische Beiträge von TRAQUAIR u. a. herrühren.

Der Stoff ist so geordnet, dass das erste Capitel eine kurze Übersicht über die physische Beschaffenheit des südschottischen Silurgebietes enthält, das zweite eine ausführliche Darstellung der früheren geologischen Untersuchungen auf diesem Gebiete, das dritte und vierte einen gedrängten Überblick über die Stratigraphie, Palaeontologie, Tektonik und Petrographie der südschottischen Silurbildungen. Mit dem fünften Capitel beginnt sodann die nicht weniger als 21 Capitel umfassende Beschreibung dieser Bildungen in allen ihren Einzelheiten.

Für diese Einzelschilderungen ist das fragliche Gebiet in 4 Theile zerlegt worden:

	Mittlere und südliche Zone	Nördliche Zone und inselförmige Auf- ragungen („Inliers“) in Lanarkshire und den Pentland Hills	Girvan-Gebiet
Downtonian.		<p>Lanarkshire. Rothe u. grüne, sandige u. conglomerat. Schichten m. Fischen, Eurypteriden, Myriapoden, Pflanzen.</p> <p>Rothe u. gelbe Sandsteine, beginnend mit Conglomeraten. 2700'.</p>	<p>Pentland Hills. Rothe u. grüne conglomeratisch-sandige Schichten m. Fischen, Bryozoen u. s. w.</p> <p>Rothe Sandsteine mit Basalconglomerat. 700'.</p>
Ludlow.	<p>Kirkcudbright Bai und Riccarton. Raeberry Castle-Schichten. Kalk-knotenschiefer und Grauwacken mit <i>Athyris</i>, <i>Atrypa</i>, <i>Orthoceras</i>. 500 bis 750'.</p>	<p>Sandigschieferige Bildungen m. <i>Platyschisma helices</i>, <i>Orthoceras</i>, Eurypteriden, Scorpionen, Fischen. 1480'.</p> <p>Grauwacken und Schiefer. 1300'.</p>	<p>Sandige, schieferige und mergelige Bildungen mit <i>Platyschisma</i>. 800'.</p>
Wenlock.	<p>Riccarton-Schichten. Sandig-conglomeratische und schieferige Schichten mit <i>Cyrtograptus Murchisoni</i>, <i>Monograptus vomerinus</i> und <i>prionodon</i>. 1000 bis 1500'.</p>	<p>Concretion. Schiefer, Mergel, Grauwacken, Conglomerate mit Brachiopoden, Lamellibr., Eurypteren, Scorpionen, <i>Cyrtogr.</i>, <i>Monogr.</i> 2200'.</p>	<p>Blair- und Strainton-Schichten. Conglomerate, Grauwacken u. Schiefer mit <i>Beyrichia Klödeni</i>, <i>Cardiola interrupta</i> u. s. w. 500'.</p>

<p>Taranon.</p> <p>Hawick- und Ardwell-Schichten. Braune und graue Grauwackenschiefer mit <i>Protovirgularia</i>. Queensberry-Gruppe. Grauwacken und Schiefer mit <i>Cyrtograptus</i>, <i>Monograptus convolutus</i> und <i>prionon</i>, <i>Retiolites Geinitzianus</i>. Conglomerate, Grauwacken und Schiefer. <i>Monograptus exiguus</i>, <i>turriculatus</i> etc. 3000—4000'.</p>		<p>Drumyork Flags, Bargany-Gruppe. Schiefer mit <i>Cyrtogr. Grayi</i>, <i>Monogr. prionon</i> etc. 1100'. Penkill-Gruppe. Grauwacken und Schiefer mit <i>Monogr. exiguus</i>, <i>Protovirgularia</i>, <i>Crossopodien</i>. 1000'.</p>
<p>Llandovery.</p> <p>Birkhill-Schiefer. obere, { 3. Zone d. <i>Rastrites maximus</i>. ca. 46'. { 2. " " <i>Monogr. spiniger</i>. 1. " " <i>Cephalogr. cometa</i>. untere, { 3. " " <i>Monogr. gregarius</i>. ca. 52'. { 2. " " <i>Diplogr. vesiculosus</i>. 1. " " " <i>acuminatus</i>.</p>		<p>Camregan-Gruppe. Sandsteine, Mergel, Kalksteine mit <i>Rastrites maximus</i>, <i>Pentamerus</i>. 2000'. Saugh Hill-Gruppe. Schiefer mit <i>Monogr. spiniger</i>, <i>Rastrites</i>. 500'. Mulloch Hill-Gruppe. Conglomerate, Sandsteine, Schiefer mit <i>Diplograptus acuminatus</i> etc. 350'.</p>
<p>Caradoc.</p> <p>Hartfell-Schiefer. obere, { Schieferthone mit dünnen Lagen ca. 60'. { schwarzen Schiefers, Tuffen und Agglomeraten. 2. Zone d. <i>Dicellogr. anceps</i>. 1. " " <i>complanatus</i>. Schwarze platige Graptolithen-schiefer. untere, { 3. Zone d. <i>Pleurogr. linearis</i>. ca. 40'. { 2. " " <i>Dicranogr. Clingani</i>. 1. " " <i>Climacogr. Wilsoni</i>.</p>	<p>Lowther Schiefer. Graublaue glimmerige Schiefer mit Kalken und Conglomeraten. Trilobiten, Brachiopoden, Cephalopoden. Felsit. Ergussgest. u. Tuffe. ca. 800'. Schwarze Schiefer mit Graptolithen der unteren Hartfell-Gruppe, seitlich übergend in Grauwacken u. Schiefer mit Versteinerungen des unteren Caradoc (Brachiopoden, Trilobiten etc.). Örtliche Discordanzen! Zunnterst mächt. Ergussgest. 1000'.</p>	<p>Ardamillan Serie. Drumuck-Gruppe. <i>Dicellogr. anceps</i>, <i>Trinucleus sciticornis</i>. 400'. Barren Flagstone-Gruppe. <i>Diplograptus</i> etc. 800'. Whitehouse-Gruppe. <i>Dicellogr. complanat</i>, <i>Pleurogr. linear</i>, Trilob. 300'. Ardwell-Gruppe. Plattige Schiefer mit <i>Climacogr</i>, <i>Dicranogr</i>. 1200'. Balcatchie-Gruppe. Schiefer, Grauwacken, Congl. <i>Glossogr</i>, <i>Climacogr</i>, zahlr. Trilobiten, Brachiopoden etc. 100'.</p>

Mittlere und südliche Zone	Nördliche Zone	Girvan-Gebiet
<p>Glenkiln-Schiefer.</p> <p>4. Schwache schwarze Schiefer mit <i>Dicranogr. ziczac</i>, <i>Climacogr.</i>, <i>Lasio-graptus</i>. 2'.</p> <p>3. Orangefarb. Schiefer, radiolarienhalt. Kiesel-schiefer, feine Eruptivtuffe. 4'.</p> <p>2. Glenkiln-Schiefer. Schwarze, kieselige Schiefer mit <i>Coenogr. gracilis</i>, <i>Didymogr. superstes</i>. 8—12'.</p> <p>1. Radiolarienführende Kiesel-schiefer und Eruptivtuffe.</p>	<p>Schwarze Schiefer mit kieseligen Lagen: <i>Didymogr. superstes</i>, <i>Coenogr.</i>, <i>Dicranograptus ziczac</i>, <i>Dicellogr.</i> 8—12'.</p> <p>Schwarze Schiefer, nach N. und W. übergehend in Grauwacken-Sandsteine und -Schiefer. 900—1200'.</p> <p>Eruptivgesteine.</p> <p>Radiolarienführende Kiesel-schiefer und Schieferthone.</p>	<p>Gebiet südl. vom Stinchar-Thale.</p> <p>4. Grobe Conglomerate. ca. 500'.</p> <p>3. Fossilfreie Schiefer und Grauwacken. ca. 500'.</p> <p>2. Fossilführ. Schiefer-thon m. <i>Didymogr. superstes</i>, <i>Coenograptus</i> etc. 6'.</p> <p>1. Radiolar.-führende Kiesel-schiefer, nach unten concordant verbunden mit dem Arenig!</p> <p>2. Stinchar-Kalk. 60'.</p> <p>1. Kirkland-Gr. Sandst. u. Conglom. m. <i>Orthis confinis</i>. 240'. Örtliche Discordanz!</p>
<p>Radiolarienführende Schiefer und Kieselgesteine mit Eruptivtuffen. 150—200'.</p> <p>Basis nicht entblösst.</p>	<p>3. Radiolarienführ. Kiesel-schiefer. 70'.</p> <p>2. Schieferthone mit dünnen schwarzen Schieferlagen. <i>Obolella</i>, <i>Lingulella</i>, <i>Tetragraptus</i>, <i>Caryocrinus</i>. 4'.</p> <p>1. Eruptivtuffe, Agglomerate, lavaartige Erguss- und Intrusivgesteine. ca. 500'.</p> <p>Basis nicht zu beobachten.</p>	<p>Radiolarien, kieselige Schiefer u. Eruptivtuffe. ca. 70'.</p> <p>Schwarze Schiefer von Bennane Cap (<i>Tetragr. bryonoides</i>), wechsellagernd mit eruptiven Agglomeraten. 3—4'.</p> <p>Lavaartige Ergussgesteine und Tuffe mit Einlagerungen von Schiefen m. Graptolithen des mittleren Arenig.</p> <p>Basis nicht entblösst.</p>

Llandello.

Arenig.

1. den südlichen Zug, welcher die Wenlock- und Ludlow-Schichten längs dem Südrande des südschottischen Berglandes umfasst;

2. den mittleren, der in einer Länge von 20—25 engl. Meilen überwiegend aus Llandovery- und Tarannon-Schichten zusammengesetzt ist und sich vom Mull of Galloway in nordöstlicher Richtung über Moffat und Melrose bis zum St. Abbs-Vorgebirge erstreckt;

3. den nördlichen, der, aus Arenig-, Llandeilo- und Caradoc-Bildungen bestehend, vom Nordabhange des Lammermuir-Hügel nach SW. über Sanquhar bis zum Loch Ryan und Port Patrick reicht, und

4. das Gebiet von Girvan in Ayrshire, das die Gegend von Girvan, Ballantrae, Blair und Straiton umfasst und aus Gesteinen aufgebaut ist, die mit dem Arenig beginnen und bis ins Wenlock hinaufreichen.

Das 26. und 27., von TEALL verfasste Capitel sind der Petrographie der in mehreren stockförmigen Massen auftretenden Granite und der gangförmigen Porphyrite, Diorite und Glimmertrapps gewidmet, ein 28. und letztes den nutzbringenden Mineralien und Gesteinen des Gebietes. Den Schluss des ganzen Werkes bilden Verzeichnisse der Versteinerungen der verschiedenen Horizonte und Örtlichkeiten, eine Zusammenstellung der das schottische Silur betreffenden geologischen Literatur, sowie ein Orts- und Sachregister.

Die Eintheilung, Beschaffenheit und einige sonstige Eigenthümlichkeiten der silurischen Ablagerungen in den 4 oben erwähnten Gebieten wird aus vorstehender, sich an die Tabelle auf p. 80—83 des Buches anschliessenden Zusammenstellung ersichtlich.

Das interessanteste und wichtigste Ergebniss des Werkes ist vielleicht der Nachweis der ausserordentlichen Verschiedenheit der älteren Silurbildungen in der petrographischen Beschaffenheit, im organischen Inhalt und vor Allem in der Mächtigkeit in dem südlichen und mittleren und in den nördlichen und westlichen Theilen des Gebietes. Während im Moffat-District die Glenkiln-, Hartfell- und Birkhill-Schiefer, d. h. die Vertreter des Llandeilo, des Bala oder Caradoc und des Llandovery von Wales, zusammengenommen eine Mächtigkeit von noch nicht 300' besitzen, so erreicht diese bei den Aequivalenten dieser selben Stufen in dem kaum 100 km entfernten Girvan-Gebiete nahezu 5000'! Im erstgenannten District bestehen die Schichten fast ausschliesslich aus schwarzen, bituminösen Graptolithenschiefern und radiolarienhaltigen Kieselschiefern, die offenbar pelagische Absätze darstellen; im Girvan-Gebiete dagegen aus mehr oder weniger groben klastischen Ablagerungen, innerhalb deren die Graptolithen nur noch in einzelnen dünnen schieferigen Zwischenschichten auftreten, während die Hauptmasse der Versteinerungen aus Brachiopoden, Trilobiten und anderen Bewohnern des flacheren Meeres besteht. Diese wohl nur selten in gleicher Deutlichkeit beobachteten Verhältnisse erklären sich daraus, dass in dem Maasse, als man in Schottland von S. nach N., NW. und NO. fortschreitet, man sich der Küstenlinie eines alten silurischen Festlandes nähert, desselben Landes,

auf dem sich in der nachfolgenden devonischen Zeit die ausgedehnten Brack- oder Süßwasserseen des Old Red ausbildeten.

Sehr bemerkenswerth sind auch die durch das ganze Bergland verbreiteten, an der Grenze des Arenig und Llandeilo auftretenden radiolarien- und spongienreichen Kiesel- und Schiefergesteine („cherts and mudstones“), die von den schottischen Geologen wohl mit Recht als Analoga des Radiolarien-Schlammes der heutigen Tiefsee betrachtet werden.

Unter den sonstigen untersilurischen Sedimenten verdienen die kaligen Schichten des Girvan-Districtes mit ihren reichen, vielfache Beziehungen zum baltischen und nordamerikanischen Untersilur aufweisenden Faunen Interesse. So der Stincharkalk mit zahlreichen Arten von *Maclurea*, einer *Ophileta* etc., und die Balclatchie Group mit *Cybele*, *Endoceras*, *Maclurea*, *Porambonites* u. a.

Auch die mächtigen Lager von Eruptivgesteinen endlich, die an der Basis des Arenig und auch höher aufwärts im Llandeilo und Caradoc auftreten, fesseln die Aufmerksamkeit des Lesers. Es sind zumeist dichte, mandelsteinförmige oder porphyrische Diabase, die wie gewöhnlich aus Plagioklas, Augit, Chlorit, Eisenerz und einer unvollständig krystallinen Zwischensubstanz bestehen. Sehr eigenthümlich (und in vielen Stücken an die jung-oberdevonischen Diabase des Dillgebietes erinnernd) sind die durch zahlreiche Photogramme erläuterten sackförmigen Absonderungsformen („pillow-form masses“) dieser als untermeerische Ergüsse aufgefassten Gesteine; sehr eigenthümlich auch die Ausfüllung der Zwischenräume der Absonderungssphäroide durch Kalk und durch radiolarienhaltige kieselige Gesteine („chert, jasper“).

Im Obersilur verdienen namentlich die dem englischen Wenlock, Ludlow und den Passage beds gleichstehenden, als inselförmige Massen aus dem Old Red hervortretenden, sandig-mergeligen Bildungen von Lanarkshire und den Pentland Hills unsere Beachtung. Schon in den dem Wenlock zufallenden Schichten kommen hier grosse Eurypteriden (*Eurypterus*, *Stylonurus*, *Slimonia*), Phyllocariden, Beyrichien und Scorpione (*Palaeophonus*) vor, während die Graptolithen und auch die Mollusken zurücktreten. In noch höherem Maasse ist dies in den darüber folgenden, dem Ludlow und Downtonian angehörigen Schichten der Fall, wo Eurypteriden (*Pterygotus*, *Slimonia*, *Stylonurus*, *Eurypterus*), Phyllocariden (*Ceratiocaris* etc.), Limuliden (*Neolimulus*), Scorpione und Myriapoden in ziemlicher Häufigkeit zusammen mit Fischen auftreten. Im unteren Theil enthält diese Schichtfolge noch einige leitende Mollusken des Ludlow, wie *Platyschisma helices*, *Orthonotha amygdalina*, *Ctenodonta obesa*, *Orthoceras*, und ist daher noch als marin zu betrachten; im oberen, dem Downtonian zufallenden Theile aber treten die Mollusken ganz zurück und es bleiben in den offenbar brackisch werdenden, sandigen Schichten allein die Eurypteriden und Fische zusammen mit Landpflanzenresten übrig. Da diese Schichten bereits die grüne und rothe Färbung des überliegenden Old Red besitzen, in das sie auch — wenigstens in

Lanarkshire — ganz allmählich und concordant übergehen, so sind sie früher stets diesem zugerechnet worden, bis die Entdeckung von Fischen und Eurypteriden des Ludlow ihre Zugehörigkeit zu dieser Stufe darthat.

Von ganz besonderem Interesse sind die Fische dieser allerjüngsten, offenbar schon an der Schwelle der Devonformation stehenden Ablagerungen. Nach TRAQUAIR, der sie inzwischen (Transact. Roy. Soc. Edinb. 1899) genauer beschrieben hat, gehören sie den Gattungen *Thelodus*, *Lanarkia*, *Ateleaspis*, *Birkenia* und *Lasanius* an, von denen die erste schon von AGASSIZ aufgestellt, die übrigen aber neu sind. Nur *Thelodus* kommt — sogar mit einer übereinstimmenden Art (*scoticus*) — auch im Ludlow des Lesmahago-Districts vor; alle anderen sind auf das Downtonian beschränkt. Alle gehören zur Ordnung der Ostracodermen.

Zu erwähnen sind endlich noch die bei den Aufnahmearbeiten nachgewiesenen örtlichen Discordanzen innerhalb der silurischen Schichtenfolge. Eine derartige, mit einem Conglomerat-Horizont zusammenfallende Discordanz scheidet in den Pentland Hills und in Ayrshire das Downtonian vom überliegenden Old Red. Sie fehlt aber im benachbarten Lanarkshire, wo vielmehr, wie schon bemerkt, ein ganz allmählicher Übergang zwischen beiden Schichtenfolgen stattfindet. Eine andere ähnliche Ungleichförmigkeit ist im Girvan-District an der Basis des Llandeilo vorhanden, aber nur im N. des Stinchar-Thales.

Sonst sei noch hervorgehoben, dass die Hauptfaltung der silurischen Schichten am Ende der Silurzeit eintrat. Die Gesteine wurden damals zu steilen, engen Falten zusammengepresst. Überschiebungen, wie sie bekanntlich im nordwestlichen schottischen Hochlande in solcher Menge und Grossartigkeit vorhanden sind, sind in dem in Rede stehenden Gebiete nicht beobachtet worden.

Die Protrusion der Granitstöcke trat den schottischen Geologen zufolge erst nach der Faltung des Silurs, aber vor der Ablagerung des Old Red ein. Die granitischen Gesteine haben vielfach eine deutliche Contactmetamorphose bewirkt, bei der als Neubildungen Quarz, Glimmer, Granat, Andalusit und andere Mineralien entstanden sind. Die Grauwacken sind dadurch in Sillimanit-Hornfels umgewandelt worden, die Schiefer in Andalusit- und Chiasolith-führende Graphitschiefer, die krypto-krySTALLINEN, radiolarienhaltigen Kieselgesteine in glimmerführenden Quarzfels.

Wir können uns endlich nicht versagen, noch besonders auf die prächtige Ausstattung des Werkes und den im Verhältniss zu dieser, zu dem schönen Einbände, dem fast überreichen Tafel- und Figurenschmuck und der farbigen geologischen Karte auffällig niedrigen Preis von 15 sh. hinzuweisen. Wir möchten diese Billigkeit unseren deutschen und anderen geologischen Landesanstalten, die so oft über ungenügenden Absatz ihrer Veröffentlichungen klagen, dringend zur Nachahmung empfehlen.

Kayser.

Devonische Formation.

Heinr. Burhenne: Beitrag zur Kenntniss der Fauna der Tentaculitenschiefer im Lahngebiet, mit besonderer Berücksichtigung der Schiefer von Leun unweit Braunfels. 56 p. u. 5 palaeont. Tafeln. (Inaug.-Dissert. Marburg. Abh. d. k. preuss. geol. Landesanst. N. Folge. Heft 29. 1899.)

Die im östlichen und südlichen Theile des rheinischen Schiefergebirges weit verbreiteten mitteldevonischen Tentaculitenschiefer nehmen in der Gegend zwischen Wetzlar und Weilburg eine von der gewöhnlichen sehr abweichende Beschaffenheit an. Es sind hier nicht wie sonst dunkle, dünnblättrige, dachschieferartige Thonschiefer mit eingelagerten Knollenkalken, Kieselschiefern und Quarziten, sondern gelbe, oft ockerfarbige, sehr weiche, uneben spaltende und nur undeutlich geschieferte Schiefer. Das Gestein verdankt diese eigenthümliche Beschaffenheit offenbar der Auslaugung der darin früher in reichlicher Menge vorhanden gewesenen Kalk-eisencarbonate: es bildete ursprünglich einen Schiefer mit einem reichlichen Kalkgehalt, der nicht wie sonst eine örtliche Bildung von Kalklinsen, Knollen oder Platten veranlasste, sondern gleichmässig durch das Gestein vertheilt blieb.

Wie sich aber die in Rede stehenden Schiefer in ihrer petrographischen Ausbildung von der gewöhnlichen entfernen, so auch in ihrem organischen Inhalt. Ihre Fauna besteht nämlich nicht, wie die der echten Tentaculitenschiefer, hauptsächlich aus Cephalopoden, sondern — abgesehen von den auch hier oft in grosser Menge auftretenden Tentaculiten und Styliolinen — in erster Linie aus Brachiopoden, ausser denen nur noch Trilobiten in grösserer Anzahl vorhanden sind, während Cephalopoden fast ganz fehlen.

Über die stratigraphische Stellung der fraglichen Schiefer kann kein Zweifel bestehen. Sie werden an vielen Punkten von versteinierungsführenden Obercoblenz-Schichten unterlagert und von Schalsteinen, die nachweislich dem unteren Stringocephalenniveau angehören, überlagert. Sie müssen mithin dem unteren Mitteldevon angehören und den *Calceola*-Schichten der Eifel gleichalterig sein.

Die Fauna der Schiefer ist an vielen Stellen eine sehr reiche. Dies gilt besonders für die Gegend von Leun und Ober- und Niederbiel unweit Braunfels, wo die gelben Schiefer stellenweise ganz erfüllt sind mit Steinkernen und Abdrücken, welche letztere oft von grosser Schärfe und Feinheit sind und deshalb ausgezeichnete Wachsabgüsse liefern. Während hier ganz überwiegend Brachiopoden und Trilobiten vorkommen und Lamelli-branchiaten, Gastropoden, Bryozoen, Korallen und andere Thiergruppen nur eine untergeordnete Rolle spielen, so treten bei Niedershausen unweit Weilburg die Brachiopoden fast ganz zurück, dafür aber die Cephalopoden und Cardioliden mehr in den Vordergrund. Mit dieser Annäherung an die gewöhnliche Fauna der Tentaculiten- und *Orthoceras*-Schiefer geht bemerkenswertherweise Hand in Hand die Entwicklung von Knollenkalklagen im Schiefer.

Während die vorstehenden Mittheilungen den Hauptinhalt der Einleitung der Arbeit wiedergeben, so ist deren nun folgender zweiter Theil der ausführlichen Beschreibung der Fauna der Schiefer gewidmet. In erster Linie handelt es sich hier um die Schiefer von Leun, in denen nicht nur Verf. selbst eifrig gesammelt hat, sondern für die er auch das reiche Material der Museen von Marburg und Aachen benutzen konnte.

Es werden im Ganzen nahe an 100 Arten besprochen, von denen allein 60 auf Leun entfallen. Unter diesen letzten finden wir 13 Trilobiten — im Ganzen werden deren 17 aufgeführt — und 32 Brachiopoden. Bemerkenswerth ist auch das Vorkommen einiger Korallen — darunter besonders *Calceola sandalina* — und Stromatoporen bei Leun.

Gemahnt schon dies an die *Calceola*-Schichten der Eifel, so gilt das in noch höherem Maasse von den Brachiopoden, unter denen wir eine grosse Anzahl der gemeinsten und bezeichnendsten Arten des Eifler Kalks antreffen, wie *Rhynchonella Orbignyana* und *parallelepipeda*, *Atrypa reticularis* (ungemein häufig) und *aspera*, *Athyris concentrica*, *Merista plebeja*, *Anoplothea lepida*, *Retzia ferita*, *Nucleospira lens*, *Spirifer aculeatus*, *curvatus* u. a., *Cyrtina heteroclita* (sehr gemein), *Orthis striatula* und *eifeliensis*, *Orthothetes umbraculum*, *Strophomena lepis*, *subtetragona* u. a., *Chonetes minuta* etc.

Abweichend von dieser weitgehenden Übereinstimmung der Brachiopoden mit denen der Eifel finden wir unter den Trilobiten der Leuner Schiefer nur wenige Eifler Species, wie *Proetus granulosus* und *Cuvieri* und *Bronteus scaber*; die Mehrzahl sind vielmehr typische böhmische Arten, wie *Proetus Loveni* BARR., *Cyphaspis hydrocephala* A. ROEM. und *convexa* BARR., *Acidaspis pigra* B., *Bronteus Dormitzeri* B., *Phacops fecundus major*, *degener* und *breviceps* B.

Auch unter den Brachiopoden finden sich übrigens einige bemerkenswerthe Arten des böhmischen Devon — *Orthis Gervillei* und *Strophomena Sowerbyi* BARR. —, sowie mehrere west- und südeuropäische, und zwar insbesondere spanische Formen — *Pentamerus Öhlerti* BARROIS, *Athyris torenoides* n. sp., nahestehend *toreno* ARCH.-VERN., und *Rhynchonella lodanensis* n. sp. (die auch im Kalk von Arnao vorkommt).

Die Fauna zeigt somit eine sehr auffällige Mischung von Arten des Eifeler Kalkes mit den gewöhnlichen, sich bekanntermaassen zum grossen Theil auch im böhmischen Devon (besonders in BARRANDE's Etage G¹) wiederfindenden Arten der hessisch-nassauischen Tentaculiten- bzw. *Orthoceras*-Schiefer. Man darf daher aussprechen, dass die in Rede stehenden Schiefer ein neues wichtiges Glied bilden in der Kette der Beweise für die Gleichaltrigkeit der *Calceola*-Schichten der Eifel einerseits und des unteren Theils der rheinisch-thüringischen Tentaculitenschiefer und der böhmischen Etage G von BARRANDE andererseits.

Dieses und Anderes wird im letzten Abschnitte der Abhandlung ausgeführt, die Verf. mit folgenden zusammenfassenden Sätzen schliesst:

1. Die kalkreichen Tentaculitenschiefer des Lahnthales zwischen Wetzlar und Weilburg gehören, wie sich aus ihrer überaus klaren Lagerung und der Zusammensetzung ihrer Faunen ergibt, dem unteren Mitteldevon an.
2. Ihre Fauna besteht aus einer Mischung wesentlich von Eifeler und böhmischen (G¹) Typen, unter denen von ersteren die Brachiopoden, von letzteren die Trilobiten vorherrschen.
3. Die kalkarmen mitteldevonischen Schiefer des hessisch-nassauischen Hinterlandes dagegen schliessen sich faciell wie palaeontologisch den Wissenbacher (*Orthoceras*-)Schiefern an.

Die von der Meisterhand des Herrn Dr. E. BEYER angefertigten Tafeln bilden eine besonders werthvolle Beigabe der Abhandlung.

Kayser.

Juraformation.

E. W. Benecke: Beitrag zur Kenntniss des Jura in Deutsch-Lothringen. (Abhandl. z. geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. Neue Folge. Heft 1. Strassburg 1898. Mit 7 Taf.)

Die Anlage mehrerer Förderstollen im Eisensteingebiete des westlichen Deutsch-Lothringen hat in neuester Zeit Versteinerungen zu Tage gefördert, die das Vorhandensein eines für diesen Theil des Reichslandes neuen palaeontologischen Horizontes beweisen und eine bessere Gleichstellung der Grenzbildungen zwischen Lias und Dogger in Lothringen mit denen des übrigen mitteleuropäischen Jura ermöglichen. Die vorliegende Arbeit enthält die Beschreibung und Abbildung dieser Versteinerungen und die an dieses Vorkommen zu knüpfenden, wie wir gleich hervorheben wollen, sehr bedeutungsvollen Folgerungen.

In seiner grundlegenden Arbeit über den unteren Dogger Deutsch-Lothringens liess BRANCO den Dogger mit den *Torulosis*-Schichten beginnen, da er den lothringischen zunächst mit dem schwäbischen Jura vergleichen wollte. Bei dieser Art der Gleichstellung fiel die Scheide zwischen Dogger und Lias in einen petrographisch gleichartigen Complex von dunklen Thonen, es war eine durchaus künstliche Grenze, denn ein etwas auffälligerer Wechsel tritt erst über den Sandsteinen des unteren Dogger auf, wohin denn auch französische Forscher die Lias-Dogger-Grenze verlegt hatten. Überdies musste bei der von BRANCO aufgestellten Abgrenzung angenommen werden, dass eine Anzahl von Ammoniten und Belemniten, die in Württemberg bereits unter den *Torulosis*-Schichten verschwinden, in Lothringen in bedeutend höhere Schichten hinaufgehen, so dass also der untere lothringische Dogger im Sinne BRANCO's in palaeontologischer Hinsicht vielfach einen liasischen Charakter trägt.

Seither hat der lebhaft betriebene Eisensteinbergbau neue Fundpunkte erschlossen, die das Hinaufgreifen liasischer Formen in den Dogger immer auffälliger zu zeigen schienen. Namentlich die Schichten unmittelbar unter den tiefsten Eisensteinflötzen, die sogenannten „Mergel unter dem Erz“, lieferten viele derartige Formen, so z. B. *Hammatoceras insigne*. Wieder-

holte Aufsammlungen ergaben ausser diesem noch andere Ammoniten, die in Schwaben und dem Elsass niemals über den *Torulosus*-Schichten gefunden waren, vielmehr leitend für Schichten unter denselben sind. Um eine Vergleichung mit der erzfreien Region zu ermöglichen, beschreibt Verf. sehr eingehend die Verhältnisse des Stürzenberges, der das vollständigste Profil darbietet, und geht sodann auf die Beschreibung der sicher aus den „Mergeln unter dem Erz“ stammenden Versteinerungen über. Folgende Arten werden nachgewiesen: *Discina reflexa* Sow., *Rhynchonella* sp., *Ostrea* 3 sp., *Pecten disciformis* SCHL., *P. dienvillensis* n. sp., *P. pumilus* LAM., *Pseudomonotis Münsteri*, *P. elegans*, *Pinna opalina* QU., *Cucullaea liasina* ROEM., *Trigonia formosa* LYC., *Astarte excavata* Sow., *A. Voltzi* GOLDF., *Gresslya major*, *Pleuromya unioides*, *Eucyclus ornatus*, *Cerithium* cf. *armatum*, *Belemnites irregularis* SCHL., *Bel. meta* BL., *Bel. crassus*, *Bel. ovatus* BL., *Bel. inornatus* PH., *Bel. conoideus* OPP., *Bel. Quenstedti* OPP., *Bel. tripartitus* SCHL., *Bel. breviformis* VOLTZ, *Bel. acuarius* SCHL., *Harpoceras striatulo-costatum* QU., *H. fallaciosum* BAYLE, *H. dispansum* LYC., *H. undulatum* STAHL, *Hammatoceras insigne* SCHL.

Diese Fauna ist zum grösseren Theil identisch mit derjenigen, die BRANCO aus seiner Unterregion der Schichten mit *Gr. ferruginea* und *Trigonia navis* anführte. Das Vorkommen von *Astarte Voltzi*, *Cerithium armatum*, *Trigonia pulchella* unten, von *Trigonia navis* oben, schien für BRANCO einen ungefähren Vergleich dieser Fauna und der betreffenden Schichten mit schwäbischem unteren Dogger zu rechtfertigen. Man gelangt aber zu einem viel befriedigenderen Resultate, wenn man von den Ammoniten und nicht von den Gastropoden und Bivalven ausgeht. Dann ist auf *Ammonites dispansus*, *insignis*, *fallaciosus* das Hauptgewicht zu legen, die in Schwaben zu den bezeichnendsten Formen der *Jurensis*-Schichten gehören. Sind demnach die „Mergel unter dem Erz“ mit ihrer Fauna als Schichten mit *Harpoceras fallaciosum* in den obersten Lias zu stellen, so gehören auch die darunter liegenden Schichten mit *Harpoc. striatulum* zum Oberlias und die noch tiefer liegenden Schichten mit *Harpoc. bifrons* sind nicht mit den *Jurensis*-Schichten, sondern mit den oberen Posidonomyenschichten zu parallelisiren. Bei dieser Auffassung der Verhältnisse in Deutsch-Lothringen ergibt sich zunächst eine vollständige Übereinstimmung mit Französisch-Lothringen, wie die folgende Tabelle zeigt:

Deutsch-Lothringen	Französisch-Lothringen
Schichten mit <i>Trigonia navis</i> .	Schichten mit <i>Trigonia navis</i> .
Schichten mit <i>Harpoc. fallaciosum</i> .	} Schichten mit <i>Harpoc. toarcense</i> .
Schichten mit <i>Harpoc. striatulum</i> .	
Schichten mit <i>Hildoceras bifrons</i> .	Schichten mit <i>Hildoceras bifrons</i> .
Schichten mit <i>Posidonia Bronni</i> .	Schichten mit <i>Posidonia Bronni</i> .
Schichten mit <i>Ammonites spinatus</i> .	Schichten mit <i>Ammonites spinatus</i> .

Da BLEICHER aus seinen Schichten mit *Ammonites toarcensis* unter anderen auch *Amm. insignis* und *variabilis* (? *dispersus*) anführt, so ist die palaeontologische Vertretung der Mergel unter dem Erz in Französisch-Lothringen nicht zu bezweifeln, doch ist noch nicht sichergestellt, ob die Ammoniten der *Fallaciosus*-Schichten auch in Französisch-Lothringen einen höheren Horizont in den Schichten mit *Harpoceras toarcense* einnehmen.

Verf. vergleicht nun die lothringische Schichtfolge mit den bedeutendsten Juragebieten der mitteleuropäischen Ausbildung, er zeigt, dass sich in der Normandie *Harpoc. fallaciosum* wie in Lothringen zwischen *Harpoc. bifrons* und *Harpoc. opalinum* einstellte, und dass ebenso in England die *Dispersi*, mit denen der schon in den *Striatulus*-Schichten beginnende *Harpoc. fallaciosum* vorkommt, über den *Striatuli* und unter den *Opalini* auftreten. Auf der langen Strecke von Lothringen bis nach Yorkshire ist der obere Lias facieell recht verschieden entwickelt, doch lassen sich einige immer wiederkehrende Züge unschwer erkennen. Die *Posidonomyenschiefer* sind in deutlicher Abgrenzung gegen den *Mittellias* beinahe überall vorhanden, ebenso die *Opalinus*-Schichten, allerdings nach unten nicht immer scharf abgegrenzt. Zwischen diesen beiden Horizonten liegen die als *Bifrons*-, *Striatulus*- und *Jurensis*-Schichten bezeichneten Complexe. Die *Bifrons*-Schichten, mitunter mit den *Posidonomyenschichten* verbunden, pflegen durch Vorherrschen von Kalkplatten oder Knollen gekennzeichnet zu sein und schliessen bisweilen mit grauen Mergeln mit *Ammonites crassus* ab. In den *Striatulus*-Schichten, die mit den *Bifrons*-Schichten durch gemeinsames Vorkommen von *Harpoceras striatulum* und verwandter Formen verknüpft sind, werden die Kalkknollen seltener, die Gesteinsbeschaffenheit sandiger. Über diesen *Striatulus*-Schichten und unter den *Opalinus*-Schichten kommen die Ammoniten der *Fallaciosus*-Schichten vor, die für die schwäbischen *Jurensis*-Schichten bezeichnend sind (*Ammonites insignis*, *dispersus*, *fallaciosus*). Nirgends hat sich *Amm. torulosus* als Leitfossil brauchbar erwiesen, er greift durch mehrere Horizonte und ist selten. Ebenso sind die kleinen Gastropoden und Bivalven von geringem stratigraphischen Werth.

Etwas anderes ist die Vertheilung der Versteinerungen in dem auch weniger mächtigen Oberlias von Württemberg und des Elsass. Hier entsprechen die OPPEL'schen Zonen der *Posidonomya Bronni*, des *Ammonites jurensis* und der *Trigonia navis* den natürlichen Verhältnissen. Er zieht ferner die Gliederung in Franken, im südlichen Frankreich, im Rhône-Becken und in den Basses Alpes heran, doch ist es unmöglich, hier näher auf diese Vergleiche einzugehen, aus denen hervorgeht, dass bei allen Differenzen im Detail die Grundzüge der Ammonitenvertheilung überall übereinstimmen. Einmal fällt die eine oder die andere Schichtenreihe aus, oder es verschwimmen mehrere miteinander, oder es wird eine Ausscheidung localer Schichten nothwendig, eine Umkehrung der Folge tritt aber nie ein.

Die Zuthellung der *Striatulus*- und *Fallaciosus*-Schichten zum Oberlias bedingt eine Annäherung an die in Frankreich übliche Abgrenzung zwischen Dogger und Lias. Verf. hätte auch gegen eine Zuziehung der

Opalinus-Schichten zum Oberlias nichts einzuwenden, obgleich das auch nicht für alle Gebiete passt. Da man ganz allgemein in Nord- und Süddeutschland die *Opalinus*-Schichten in den Dogger stellt, so erscheint die Belassung der üblichen Abgrenzung zweckmässiger.

Zum Schlusse fügt Verf. noch einige Worte über die Eisensteinlager bei und zeigt, dass das Erz in Lothringen nicht erst, wie bisher angenommen wurde, im Dogger, sondern bereits im oberen Lias, wie bei Nancy und weiter südlich, auftritt. Sämmtliche Arten der *Fallaciosus*-Fauna sind im Texte eingehend beschrieben und auf sieben Tafeln abgebildet. Wie der palaeontologische Theil dieser Arbeit die oft so verworrene und schwierige Systematik der Oberliasfauna, besonders der Belemniten, vielfach aufklärt, so erscheint durch den stratigraphischen Theil nicht nur die Gliederung des Oberlias in Deutsch-Lothringen richtiggestellt, sondern auch die Vergleichung des gesamten mitteleuropäischen Oberlias wesentlich gefördert und erleichtert.

V. Uhlig.

Kreideformation.

U. Söhle: Über das Cenoman im Schwarzaingraben bei Ohlstadt. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 50. 1898. 587—588.)

Verf. fand bei der Begehung dieses, von GÜMBEL erwähnten Fundortes in grauen Mergeln mit einem Bruchstück eines *Acanthoceras* neben *Rostellaria Parkinsoni* und *Cerithium binodosum* eine Anzahl von Fossilien, die dadurch, dass die Schalenoberfläche fast immer verloren gegangen, nur noch der Gattung nach zu bestimmen waren. Charakteristisch für die Schichten ist das Vorkommen von *Orbitolina concava* LAM. in härteren kalkigen Einlagerungen.

Joh. Böhm.

K. A. Redlich: Die Kreide des Görttschitz- und Gurkthales. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 49. 1899. 663—678. 9 Textfg.)

Zwischen den Flüssen Gurk und Görttschitz in Mittelkärnten liegt auf den sogen. archaischen Gneissen und palaeozoischen Phylliten eine Scholle mesozoischer und känozoischer Schichten, an denen die Kreideformation einen erheblichen Antheil nimmt. Auf Grund seiner Begehungen und eines reichen Fossilienmaterials weist Verf. nach, dass sich in diesem kurzweg als Gosaukreide bezeichneten Schichtencomplexe 2 Horizonte unterscheiden lassen, von welchen der obere, aus Mergelkalken und dünn gebankten Sandsteinen bestehend, *Inoceramus Cripsi* var. *typica* und var. *regularis* und *Pachydiscus neubergicus* enthält. Darunter folgen Hippuritenkalke mit *Hippurites collicatus* WOODWARD, DOUVILLE'S drittem Hippuritenhorizont angehörig.

Ausser zahlreichen, zumeist nur der Gattung nach angeführten Korallen werden alsdann im palaeontologischen Theil eingehender besprochen: *Litho-*

thamnium turonicum ROTHPLETZ, *Hippurites sulcatus* DEFR., *H. cf. Archiaci* MUNIER-CHALMAS, *H. carinthiacus* n. sp., welcher sich von *H. gosaviensis* durch die an ihrem Ende ausgesprochen gerundete Schlossfalte unterscheidet, *H. colliciatatus* WOODWARD, *Sphaerulites angeiodes* LAP., *Pachydiscus neubergicus* v. HAUER.

Joh. Böhm.

V. Popovici-Hatzeg: Contribution à l'étude de la faune du crétacé supérieur de Roumaine. Environs de Campulung et de Sinaia. (Mém. Soc. géol. France. Paléontologie. 8. 1899. 20 p. t. 14, 15.)

In der centralen Region der rumänischen Karpathen nimmt die obere Kreide in der Umgegend von Campulung und Sinaia ziemlich weite Oberflächen ein.

Das Cenoman besteht aus Sandsteinen und Conglomeraten, die aus Gesteinen der Nachbarstufe (krystallinischen Schiefern, Graniten, Eruptivgesteinen, tithonischen und neocomen Kalken u. s. w.) zusammengesetzt und in ein sandiges oder kalkiges Cement eingebettet sind. Den Sandsteinen sind öfters Lignitlinsen eingebettet. Bei Rucar fand Verf. *Trajanella Munieri* n. g. n. sp. (diese neue Gattung wird für Formen mit *Eulima amphora* D'ORB. als Typus aufgestellt), *Neithea* aff. *notabilis* MSTR., *Pecten* sp., *Exogyra haliotidea* Sow., *Rhynchonella* aff. *triangularis* und *Rh.* aff. *pisum*, *Terebratula* sp. und *Antedon* sp.; bei Podu Cheii, im Norden von Podu Dimbovitzei u. a. *Belemnites ultimus*, *Schlönbachia inflata* Sow. nebst der Varietät *orientalis* KOSSMAT, *Stoliczkaia dispar* D'ORB., *Puzosia Mayoriana* D'ORB., *P. Takei* n. sp., *P. Alimanestianui* n. sp., *Scaphites Meriani* PICT. & CAUP., *Baculites Gaudini* PICT. und *Anisoceras armatum* Sow. Verf. führt diesen Faunenunterschied auf Faciesdifferenzen zurück.

Das Senon, discordant dem Tithon, Neocom und Cenoman aufgelagert, wird aus rothen oder hellgrauen Mergeln mit eingelagerten Sandsteinbänken gebildet, in denen bei Rucar *Inoceramus lingua* GOLDF., bei Albesti nach WÄHNER *I. Cuvieri* Sow. und bei Pratowa und im Dimbovitza-Thale *Belemnites Höferi* SCHLÖNB., welche Art Verf. als eine von *Belemnitella mucronata* wohl zu trennende Art ansieht, vorkommen. Joh. Böhm.

M. Cossmann: Observations sur quelques espèces crétaciques recueillies en France. (Assoc. franç. p. l'avanc. d. sc. Congrès de Nantes. 27. 1898. 8 p. Taf. 2.)

Es werden mit Ausnahme von *Turritella Fittoni* MSTR. nur neue Arten beschrieben, und zwar aus dem Neocom: *Discohelix Cureti*, aus dem Cenoman: *Cerithioderma Fortini*, wonach diese Gattung auch schon in der mittleren Kreide auftritt, *Solarium moniliferum* MICH. var. *unicincta*, *Dentalium octevillense*, aus dem Turon: *Eriptycha ovoides*, *Cerithium Cureti*, *Tuba praecursor*, *Turritella nudioexcavata*, *Natica tenuiradula*,

Collonia pilula und aus dem Senon: *Melania sulcorugata*. Leider sind die Abbildungen ungenügend.

Joh. Böhm.

A. de Grossouvre: Sur quelques fossiles crétacés de Madagascar. (Bull. soc. géol. France. (3.) 27. 1899. 378.)

Ein gelblichgrün sandiges Gestein in der Umgebung von Diego-Suarez birgt fragmentarisch erhaltene und mit einer dunkelbraunen ockerigen Schicht überzogene Cephalopoden, so *Nautilus Bouchardi*, Bruchstücke von Scaphiten aus den Gruppen des *Sc. Geinitzi* und *aequalis*, des *Sc. Meslei* und *binodosus*, sowie des *Sc. pulcherrimus*, ferner das Bruchstück eines *Hauericeras*, verwandt mit *H. Remba* StOL., einer *Puzosia*, eines *Phylloceras* und eines *Brahmaites*, welche mit *B. Brahma* verwandt zu sein scheint, ausserdem Gastropoden. Alle Reste weisen auf die Vertretung der Aialoor-group hin.

Joh. Böhm.

G. Böhm: Über einige Fossilien von Buchara. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 51. 1899. 465—470. Taf. 29, 30.)

Das Material, welches Herr v. KRAFFT in den Provinzen Baissun, Baldjuan und Gussa gesammelt hat, gestattete bei der z. Th. ungünstigen Erhaltung das Vorkommen von *Ostrea vesicularis* LAM., *O. baissunensis* n. sp., *Exogyra decussata* GOLDF., *Modiola* sp., *Cyprina baldjuanensis* n. sp., *Natica (Pseudamaura) sogdiana* n. sp. und *N. aff. bulbiformis* zu bestimmen. Es dürfte hienach obere Kreide vorliegen, die in den genannten Provinzen von Buchara weit verbreitet sein würde.

Joh. Böhm.

Tertiärformation.

E. Geinitz: Tertiär im Untergrunde von Wismar. (Archiv d. Vereins d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg. 53. 1899. 198.)

Ein Bohrloch von 86,6 m Tiefe traf unter 52 m Diluvium 28 m Miocän und 8,6 m Oligocän, wovon 2 m vielleicht Oberoligocän sind, der Rest Rupelthon. Miocän ergaben auch andere Bohrlöcher. Durch Listen der gefundenen Fossilien wird das Alter der Schichten erwiesen.

von Koenen.

Charles Depéret: Observations sur les terrains néogènes de la région de Barcelone. (Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 26. 1898. 853.)

Das Pliocän findet sich in Catalonien in Form von Buchten in den jetzigen Thälern, ähnlich wie in Algier und Südfrankreich, und wurde von ALMERA bei Gelegenheit der Versammlung der Société géologique in Barcelona demonstirt. Das obere Miocän (Pontien) ist weit verbreitet als Kies, Lehm etc. mit *Hipparion gracile*, *Mastodon longirostris* etc. Bei

San Par d'Ordal liegen bezeichnende sarmatische Schichten bedeutend über dem Tortonien mit *Ostrea crassissima* etc. und unter dem Pontien. Das Vindobonien (Tortonien et Helvétien) und das Burdigalien sind marin wohl entwickelt, das Aquitanien als mächtige rothe Gesteine mit Conglomeraten. ALMERA fand darin Säugethierreste, wie *Sciurus Feignouxii*, *Cricetodon antiquum*, *Dremotherium* und *Aceratherium*, welche der Fauna von Saint-Gérand-le-Puy zu entsprechen scheinen. Ähnliche Schichten spielen eine grosse Rolle in Algier.

von Koenen.

G. Trabucco: Sul Tongriano di Casinelle nell' Alto Monferrato. (Boll. Soc. geol. Ital. 16. 14—15. Rom 1897.)

Verf. bestreitet das von BORRO MICCA angegebene Vorkommen von miocänen Echiniden bei Casinelle. Das Auftreten von Helvetian sei dort ganz ausgeschlossen und finde sich nur eine vollständige und typische Serie des Tongrien.

A. Andreae.

R. Panebianco: Nota su di alcune concrezioni delle argille scagliose. (Riv. di min. e crist. Ital. 19. 30—32. Padua 1898.)

Die „Scodelline“ genannten Concretionen der Gegend von Bologna bestehen aus Kalkspath, nicht wie stellenweise angegeben Aragonit. Zwei schwarze Concretionen aus den argille scagliose vom Monte del Gesso (Reggio Emilia) bestehen der Hauptsache nach aus eisenhaltigem Manganspath, mit Beimengung von etwas Kaolin, Pyrit, Quarz und Kalkphosphat. Eine andere hellere Concretion, gleicher Herkunft, ist so phosphorsäurereich, dass man hier an einen Koprolithen denken könnte.

A. Andreae.

P. E. Vinassa de Regny: I molluschi degli strati con *Serpula spirulaea* e la posizione del piano di Priabona. (Atti Soc. Tosc. di Sc. nat. Proc. verb. 10. 259—263. Pisa 1897.)

Verf. schliesst sich der Ansicht von OPPENHEIM an, dass die Schichten von Priabona mit *Serpula spirulaea* in Venezien zum Oligocän gehören. Von den 53 Formen ihrer Fauna bleiben, nach Abzug der neuen, 24 übrig, von welchen 4 ausschliesslich eocän und 13 ausschliesslich oligocän sind; die übrigen 7 finden sich in beiden Systemen. — Die neuen Arten haben entschieden einen jüngeren als eocänen Habitus und etwa die Hälfte der bekannten Formen sind bei Sangonini und Gnata häufig. Die Priabona-Schichten dürften somit zum Unteroligocän gehören und nur eine andere Facies des Sangonini-Horizontes darstellen.

A. Andreae.

K. Martin: Die Fossilien von Java, auf Grund einer Sammlung von R. D. M. VERBEEK bearbeitet. Heft VI—VIII. Mollusken (Fortsetzung). (Sammlungen des geol. Reichsmuseums. Mit 13 Taf. Leiden 1899; Ref. über Heft II—V dieser Arbeit siehe dies. Jahrb. 1897. I. - 556-.)

Neben zahlreichen recenten oder fossilen, meist früher vom Verf. beschriebenen Arten werden jetzt folgende neue beschrieben und abgebildet: *Ocenebra bantamensis*, *Purpura anganana*, *P. bantamensis*, *P. preangerensis*, *Acanthina javana*, *Pentadactylus rhombiformis*, *Coralliophila problematica*, *Triton tjilonganensis*, *T. losariensis*, *T. Fennemai*, *T. tjiringanensis*, *T. pseudopyrum*, *T. bantamensis*, *Ranella pamotanensis*, *Cassis preangerensis*, *C. rembangensis*, *C. tegalensis*, *Moris pamotanensis*, *Dolium modjokasriense*, *D. losariense*, *Ficula pamotanensis*, *F. menengtengana*, *Ovula javana*, *Cypraea insculpta*, *C. simplicissima*, *C. gendinganensis*, *C. caput-viperæ*, *C. beberkiriana*, *C. Junghuhni*, *C. cincta*, *C. sondeiana*, *Strombus tjilonganensis*, *S. sedanensis*, *S. rembangensis*, *S. Fennemai*, *S. madiunensis*, *S. vaninginensis*, *S. palabuanensis*, *S. gendinganensis*, *Rostellaria Verbeeki*, *R. butaciana*, *R. Powisi* var. *modesta*, *R. spinifera*, *R. tjilonganensis*, *R. semicancellata*, *Triforis javanus*, *Cerithium tjilonganense*, *C. sucaradjanum*, *C. preangerense*, *C. Fennemai*, *C. talahabense*, *C. Noetlingi*, *C. parungpontengense*, *C. gendinganense*, *C. karangense*, *C. djampangengahense*, *Potamides beberkirianus*, *P. sucaradjanus*, *P. Noetlingi*, *P. sucabuminus*, *P. djadjuriensis*, *P. preangerensis*, *P. palabuanensis*, *P. odengensis*. Abgebildet, aber noch in einem Nachtrage zu beschreiben sind: *Tritonidea Everwijnii*, *Metula Boettgeri*, *Hindsia gendinganensis*, *H. tambacana* und *H. tjemoroensis*.

von Koenen.

Quartärformation.

O. Gottsche: Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Theil I. Die Endmoränen. Mit 7 Taf. u. 1 Karte. 59 p. (Sonderabdr. a. d. Mitth. d. geogr. Ges. in Hamburg. 13. 1897.)

Nachdem vor einigen Jahren von E. GEINITZ die Endmoränen Mecklenburgs festgelegt worden sind, stellt nunmehr diese gründliche Arbeit GOTTSCHÉ's den Verfolg derselben bis zur jütländischen Grenze dar, so dass der Endmoränenkette der sogen. letzten Vereisung, soweit sie dem Deutschen Reiche angehört, nur noch im O. der zwischen Weichsel und der russischen Grenze liegende Theil, von dem übrigens schon Bruchstücke vorliegen, als Schlussglied anzufügen bleibt. Der specielle Verlauf der schleswig-holsteinischen Endmoräne (im Grossen und Ganzen jütländische Grenze etwa in der Mitte des Landes, Apenrade, Flensburg, Schleswig, Rendsburg, südlich Kiel, Lübecker Bucht) gelangt deutlich in der beigegebenen Übersichtskarte im Maassstabe 1 : 750 000 zum Ausdruck. Wie überall anderwärts in Norddeutschland, setzt sich auch die Endmoräne in Schleswig-Holstein aus kleineren oder grösseren, hier nach W. oder SW. gekrümmten Bogenstücken zusammen und besitzt keinen zusammenhängenden Verlauf, sondern weist wiederholt Lücken auf, deren grössere einerseits z. Th. den Buchten der Ostküste, andererseits den Quellgebieten einer mehr oder weniger grösseren Anzahl von Zuflüssen — den Epigonen der diluvialen

Schmelzwasser — der sich in die Nordsee ergießenden Wasserläufe entsprechen. Diese Lücken (Apenrader Bucht etwa 12 km; Flensburger Förde etwa 9 km; Eiderthal 4, vielleicht sogar 7 km) glaubt Verf. entstanden eben durch die Anhäufung so vieler Schmelzwasser auf beschränktem Raum, wodurch die Bildung einer Endmoräne local verhindert oder aber auch anderenfalls die abgelagerte Endmoräne vollkommen zerstört oder eingeebnet wurde.

Orographisch tritt die Endmoräne wie auch in ihren anderen Theilen Norddeutschlands nur stellenweise hervor und ihr Fehlen würde im Grossen und Ganzen das Landschaftsbild in keiner Weise stören. Die Endmoräne besitzt eine wechselnde Höhenlage, die zwischen 10 und 150 m schwankt und nur insofern eine Regel erkennen lässt, als sie stets um einen namhaften Betrag hinter dem Kamme der rückwärts (östlich) gelegenen Erhebungen zurückbleibt, im Gegensatz zu der südbaltischen Endmoräne, die im Allgemeinen die höchsten Erhebungen darstellt.

Die Endmoräne hält sich auch nicht stricte an die Grenze der Grundmoränenlandschaft und des sich vor ihr ausbreitenden, mehr ebenen Terrains der Decksande (mittlerer Gürtel FORCHHAMMER's), sondern sie greift stellenweise sowohl in das Sandgebiet über, als sie auch andererseits hinter der Grenze zurückbleibt. Kuppige oder in längeren Rücken sich hinziehende und starke Bestreuung bilden auch bei der schleswig-holsteinischen Endmoräne das eigentliche Merkmal. Die Mächtigkeit der Blockpackungen wechselt sehr; die vom Verf. beobachtete Maximalmächtigkeit beträgt 5 m, die mittlere etwa 2—3 m. Das Material dieser Blockpackungen besteht fast ausschliesslich aus harten Gesteinen und das Fehlen oder richtiger das seltene Vorkommen von Kalksteinen sieht Verf. als ein so charakteristisches Merkmal an, dass es diejenigen Blockpackungen, in denen Kalksteine in grösserer Zahl auftreten, entweder für Reste einer älteren Endmoräne oder nur als blockreiche Theile des Korallensandes (sogen. unterer Sand) deuten möchte.

Die Blockpackungen liegen zumeist über dem Korallensande, seltener über dem sogenannten oberen Geschiebemergel, doch wurden auch Blockpackungen unter dem oberen Geschiebemergel, unter Decksand und über Decksand beobachtet, Lagerungsverhältnisse, die sich durch kleine Oscillationen des sonst zur Zeit der Bildung der Endmoränen sich stationär verhaltenden Rückzugsgletschers erklären.

Einige Vorkommen von Blockpackungen sowohl hinten (etwa 7—9 km; bei Haby und Sehestedt auf dem Messtischblatte Rendsburg und Langereihe auf dem Blatte Kiel), als auch vor (etwa 10—15 km; bei Plön, Malente und Eutin) der Hauptendmoräne glaubt Verf. nicht in den Zug der letzteren einreihen zu können und die Vermuthung, dass es sich um Reste durch besondere Stillstandsperioden hervorgerufener Nebenendmoränen handelt, nicht von der Hand weisen zu dürfen.

Verf. führt dann noch eine Anzahl von Punkten mit Blockpackung bezw. Blockbestreuung auf, die 15—40 km vor (westlich) der Hauptendmoräne liegen und nimmt von diesen an, dass sie vielleicht Reste der

Fortsetzung der von GEINITZ in etwa 30 km Abstand von der Hauptendmoräne, die bei Kalkhorst die Lübecker Bucht erreicht und durch letztere mit der schleswig-holsteinischen eine Unterbrechung erleidet, nachgewiesenen südlichen mecklenburgischen Endmoräne darstellen. Nur für die kalksteinreichen Blockpackungen von Bahrenfeld bei Altona a. E., die z. Th. unter 4—5 m Sand und Grand auftreten, ist Verf. geneigt, ein höheres Alter anzunehmen.

Blockpackungen, sowie auch ungeschichteter Kies und Grand vom Alter des Decksandes über geschichtetem, bisweilen auch kalksteinreiche Blockpackung führendem Korallensand wurden ferner an mehreren Orten in etwa 2—10 km Abstand vor (westlich) der Hauptendmoräne beobachtet und in der ungeschichteten Decke dieser kalkreichen Kieslager (Korallensand) sieht Verf., wie in den Geschiebesanden des W. überhaupt nur ein Aequivalent der eigentlichen Endmoräne der letzten Vereisung, nämlich ihre flächenartige Facies: „die Endmoräne des O. und die ungeschichteten Decksande des W. sind dem Alter und dem Wesen nach dasselbe“. Sehr dankenswerth und verdienstlich ist die Beigabe eines vollständigen Verzeichnisses sämmtlicher Beobachtungspunkte nebst genauer örtlicher Angabe, sowie der Form des Auftretens derselben zumal mit Rücksicht auf eine dereinstige Specialkartirung. Als ein besonderer Schmuck der Arbeit dürften auch die nach Photographien von MEISENBACH, RIFFARTH & Co. hergestellten 7 Tafeln von Endmoränenansichten empfunden werden.

Der Vollständigkeit halber hätte bei der Literaturangabe über die Endmoränen Schleswig-Holsteins noch einer Mittheilung von E. GEINITZ (Mittheilungen vom Nord-Ostsee-Canal; Naturw. Wochenschr. 1890. p. 515), ferner bei der Aufzählung der vereinzelt westlichen Punkte mit Geschiebepackung auch des unter einer 1—3 m mächtigen Sanddecke auftretenden Vorkommens von Wennbüttel ca. 1 km NW. der Grünthaler Brücke gedacht werden können.

Von besonderem Interesse ist der Nachweis des Verf., dass JOHNSTRUP bereits im Jahre 1875, also bevor von THORELL die Inlandeistheorie nach Norddeutschland hinübergetragen wurde, ganz unzweideutig die ihm wohlbekannten Geschiebepackungen Schleswig-Holsteins als Endmoränen erkannt hatte.

O. Zeise.