

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. E. Nordenskiöld: Om borningar efter vatten i urberget. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 269—284. Taf. 4. 1896.)

Im Urgebirge Schwedens und Finlands hat eine Reihe von Brunnenbohrungen gezeigt, dass hier in einer constanten Tiefe von etwas über 30 m ein wasserführender, horizontal verlaufender Hohlraum vorhanden ist. NORDENSKIÖLD erklärt diese Erscheinung in der Weise, dass infolge täglicher, jährlicher oder secularer Temperaturschwankungen eine Verschiebung der Oberflächenschichten stattgefunden habe, wodurch in grösserer oder geringerer Tiefe unter der Erdoberfläche eine mit dieser ungefähr parallele Verschiebungsspalte entstanden sei, und glaubt überall dort, wo die Oberflächenschichten von hartem, festem Fels gebildet werden, ähnliche Verhältnisse wie in Skandinavien erwarten zu dürfen. In Schweden liefert ein solcher Brunnen in der Stunde durchschnittlich 500—2000 l Wasser, das an Qualität gutem Quellwasser nicht nachsteht und eine Temperatur von 7—9° besitzt.

J. Martin.

A. G. Högbom: Om högsta marina gränsen i norra Sverige. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 469—491. Taf. 13. 1896.)

Verf. verfügte zur Lösung seiner Aufgabe über 36 Beobachtungspunkte, woselbst unmittelbar unterhalb der vom Inlandeis hinterlassenen und in ihrer ursprünglichen Form erhaltenen Moräne echte Strandbildungen vorhanden sind. Aus der Höhenlage der letzteren erhellt, „dass die Hebung des Landes nach der Eiszeit ihr Maximum — 260 m und darüber — in den Küstengegenden des mittleren Norrlands erreicht, und dass dieselbe von dort sowohl nordwärts und südwärts, wie nach Nordwesten abnimmt.“ Die auffällige Erscheinung, dass das Maximum der Hebung über der Küstenlinie anstatt weiter landeinwärts gelegen ist, lässt sich in der Weise erklären, dass Hebungen bereits stattfanden, als im Gegensatz zum Küstengebiet das Innere von Norrland noch vereist war. Berücksichtigt man, wie lange Zeit die Abschmelzung des Inlandeises erfordert haben muss,

und wie grosse Niveauverschiebungen während dieser Zeit sich ereignen konnten, so sind die Isobasen, welche auf Grund der vom Verf. angewandten Untersuchungsmethode gewonnen wurden, nicht der Ausdruck für die wirkliche Hebung des Landes innerhalb derselben Zeit, sondern es wird durch sie nur die Hebung in jedem besonderen Theil des Gebietes während derjenigen Zeit dargestellt, welche verflossen ist, seitdem dieser Theil eisfrei wurde. Ob, wie zu erwarten, das Maximum der wirklichen Hebung tiefer im Innern des Landes liegt, das ist eine Frage, zu deren Beantwortung es noch besonderer Untersuchungen bedarf. **J. Martin.**

E. Rudolph: Bericht über die vulcanischen Ereignisse während des Jahres 1894. (Min. u. petr. Mitth. 16. 365—464. 1896.)

Die Berichte über die vulcanischen Ereignisse sind in früheren Jahren von S. KNÜTTEL erstattet worden; mit dem vorliegenden 19. Bericht hat E. RUDOLPH diese Arbeit übernommen und hat bezüglich des in Betracht zu ziehenden Materials eine wesentliche Erweiterung eintreten lassen. Während KNÜTTEL nur die „vulcanischen Erscheinungen im engeren Sinne“, also lediglich den rein eruptiven Act schilderte, hält es RUDOLPH im Interesse der Wissenschaft, insbesondere für das Verständniss des Charakters einer Eruption für erforderlich, auch die Begleiterscheinungen, welche zeitlich und örtlich in mehr oder minder engem Zusammenhange mit dem Ausbruch eines Vulcans stehen, in den Bericht mit einzubeziehen. Er rechnet dazu: die sogenannten vulcanischen Erdbeben, makroseismischer wie mikroseismischer Natur, mögen sie im Gebiet des Vulcans selbst auftreten oder durch eine Eruption in einem dem Vulcan benachbarten Gebiet veranlasst sein; ferner Verhalten von Fumarolen und Solfataren; submarine Ausbrüche, Luftdruckschwankungen, Erscheinungen der Ebbe und Fluth und andere Phänomene; endlich das gegenseitige Verhalten benachbarter Vulcane während einer Eruptionsperiode.

Ausser der Besprechung der im Jahre 1894 erfolgten Eruptionen greift Verf. auch auf eine grosse Zahl älterer zurück. Der Grund dafür beruht einerseits darauf, dass der frühere Berichterstatter das Hauptgewicht auf die Vulcane Ostindiens legte und andere Vulcangebiete, namentlich auch Italien, nur sehr kurz behandelte. Es war infolge dessen Mancherlei nachzuholen. Andererseits sind in den letzten Jahren eine Reihe wissenschaftlicher Abhandlungen über ältere Vulcanausbrüche veröffentlicht worden, die unmöglich unerwähnt bleiben konnten.

Verf. behandelt in einzelnen Abschnitten, deren jedem ein ausführliches Literaturverzeichniss vorausgeht, folgende Vulcane und Vulcangebiete: Vesuv; Aetna; Vulcano; Stromboli; Unterseeischer Vulcan bei Pantelleria; Vulcane Südamerikas: Vulcan Calbuco in Chile, Vulcan Tupungato in Chile; Vulcane Mittelamerikas; Vulcane Japans: Vulcan Bandai-San, Vulcan Azuma-San; Vulcane der Philippinen: Vulcan Mayon; Vulcane des Ostindischen Archipels: Vulcan Merapi, Vulcan Promo, Vulcan Semeru, Vulcan Galunggung, Vulcan Tangkuban Prahu, Vulcan Lokon auf Celebes; Vulcane

Neu-Seelands: die Vulcane Tongariro, Ngauruhoe und Ruapehu; die Vulcane Mauna Loa und Kilauea auf der Insel Hawaii; Vulcaninseln: die Falkeninsel, Ausbruch auf der Vulcaninsel Niua-fu, Togainseln.

Bezüglich der Einzelercheinungen und wissenschaftlichen Resultate, die knapp und präzise dargestellt sind, muss auf den Bericht selbst verwiesen werden.

A. Steuer.

G. W. Littlehales: The Form of Isolated Submarine Peaks. (Amer. Journ. of Sc. 151. 15—17. 1 Curventafel. 1896.)

Unter der Annahme, dass ein isolirter submariner Pic die Gestalt eines Rotationskegels hat, in dem der auf jedem Querschnitt lastende Druck gleich der Summe der Gesteinsmasse über jedem Theil des Querschnittes und der darauf ruhenden Wassermasse ist, berechnet Verf. eine allgemein gültige Formel, aus der folgt, dass das Minimum des Radius des Grundkreises natürlich mit der Tiefe der See wechselt, dass aber für die Tiefsee als durchschnittliches Minimum 10 Meilen angenommen werden kann. Zur Aufsuchung dieser Erhöhungen durch das Loth genügen daher Messungen in einer Entfernung von je 10 Meilen, verbunden mit Messungen, die um je 2 Meilen von den ersten entfernt angestellt werden. [Welche „Meilen“ gemeint sind, wird nicht gesagt, doch dürfte wohl die Seemeile zu Grunde liegen. Ref.]

Milch

C. Schneider: Erwiderung auf SABATINI'S „Über die Geologie der Ponzainsel“. (Min. u. petr. Mitth. 17. 374—383. 1897.)

Verf. erkennt in dieser polemischen Schrift die Richtigkeit einiger untergeordneter Beobachtungen von SABATINI an, beharrt aber bei der Richtigkeit seiner Auffassung von den geologischen Verhältnissen der Ponzainsel und verwirft diejenige DÖLTER'S und SABATINI'S, welche besagt, dass die Insel Vulcane mit radial ausstrahlenden Gängen darstelle. [Vergl. dies. Jahrb. 1898. I. - 286-.]

G. Linck.

R. T. Günther: The Phlegräan Fields. (Geograph. Journ. 10. 412—435. 477—499. Mit 15 Fig., 6 Karten u. 1 Tabelle. 1897.)

Diese mit vielen kleinen, niedlichen Bildern ausgestattete Arbeit beschäftigt sich mit der Topographie und der Veränderung der Phlegräischen Felder infolge von Abrasion und Erosion. Die gestellten Aufgaben, zu deren Lösung die Untersuchung unternommen war, nämlich die Menge des ausgeworfenen Materials festzustellen und aus der Abtragung im Vergleich mit den gegenwärtig wirksamen Factoren das Alter der einzelnen Kratere zu bestimmen, müssen als unerledigt betrachtet werden. Die Arbeit giebt eine genaue topographische Darstellung aller einzelnen Ausbruchspunkte, etwa wie vor 40 Jahren von J. ROTH in seinem Buche über den Vesuv und die Umgebung von Neapel, aber Neues bringt GÜNTHER so gut wie

gar nicht. Seine Karten müssen direct als ungenügend bezeichnet werden, da ein einfacher Abdruck der italienischen Karte 1 : 25 000 ein besseres Bild gewährt hätte. Auch scheinen mir bei Bajae zu viel Eruptionsstellen vermuthet zu sein, desgleichen bei Neapel. Ganz genaue Untersuchung auf Gefälle, Zuflussgebiete etc. erfuhren die Abhänge des Hügels von Camaldoli, wo für die Bäche sogar Diagramme gezeichnet werden, was eigentlich überflüssig ist. Mit Recht ist unter den Factoren der Abtragung die Wirkung der Thiere auf den sich immer mehr vertiefenden Wegen und Pfaden hervorgehoben, besonders durch das Herabschleifen der Reisigbündel, wodurch sich in wenigen Jahren in den lockeren Bimssteinlagen eine Art Schlucht (cupa) bildet. Deecke.

M. Baratta: Contribuzione alla storia del sismoscopio a mercurio. (Proc. verb. Soc. Tosc. d. Sc. nat. Pisa. 10. 243—249. 1896.)

—, Il sismoscopio CAVALLI (1784). (Ibid. 191—193.)

Das Quecksilberseismometer ist 1703 zuerst von HAUTEFEUILLE angewandt, dann 1784 von CAVALLI gelegentlich umbrischer Beben selbstständig wieder entdeckt, und zwar bestand das Modell des letzteren aus einem flaschenförmigen, auf einem Brette in der Richtung des Meridianes befestigten Gefässe. Die Flasche hatte vier Löcher mit nach unten gebogenen Glasröhren, aus denen das Quecksilber in kleine Näpfchen floss. Erst CACCIATORE in Palermo gab ihm 1819 die bekannte Form. Zur Beobachtung der kalabrischen Beben von 1839—1851 construirte sich SALVATORE ARCOVITO einen ähnlichen Apparat, da er von dem palermitanischen zwar gehört hatte, aber nicht wusste, wie derselbe gebaut war. Das Quecksilber läuft bei diesem aus dem centralen Gefässe in Rinnen über, die den Himmelsrichtungen entsprechend eingeschnitten sind. Schliesslich hatte G. M. PACI 1785 einen dem CAVALLI'schen analogen „Seismetographen“ mit Quecksilber als Anzeigeflüssigkeit verwandt. Deecke.

M. Baratta: Sul terremoto di Senigallia del 21 settembre 1897. (Boll. Soc. Geol. Ital. 16. 275—279. 1897.)

Der die Stadt Senigallia am Adriatischen Meerbusen um 14 h mittlereuropäischer Zeit am 21. September 1897 treffende Stoss hat seinen Ausgang wahrscheinlich im Becken der Adria genommen. Er wurde bis Perugia und Rom beobachtet, hat aber den Ostrand des „tuskischen Appennins“ natürlich am kräftigsten berührt. Es waren zwei dicht aufeinanderfolgende Beben, die local als ein Stoss gefühlt wurden und hie und da von einem Geräusch begleitet waren. Längs der Adriatischen Küste zieht sich, wie dies Beben, ferner die von 1672, 1786 und 1875 zeigen, eine Erschütterungszone hin. Deecke.

M. Baratta: Sui terremoti pisano-livornesi del 1896—1897. (Boll. Soc. Geol. Ital. 16. 331—335. 1897.)

Am 29. November und 25. December 1896, ferner am 12. Januar und vom 27. Juli bis 6. August 1897 ist die Umgebung von Livorno durch schwache Erdbeben erschüttert worden. Es scheint dies ein selbständiges Centrum zu sein, das sich auch schon 1846 bemerkbar machte.

Deecke.

E. Svedmark: Meddelanden om jordstötter i Sverige. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 38—40, 71—72. 1896.)

Im Jahre 1895 wurden in Schweden an verschiedenen Stellen und zu verschiedenen Zeiten einzelne Erdstösse verspürt. Besonders stark waren diejenigen, welche am 30. und 31. Juni im südöstlichen Theil von Vesternorrland wahrgenommen wurden. Über die Richtung dieses Erdbebens gehen die Angaben auseinander. Bei dem in Löfänger am 23. März beobachteten Erdstoss ging die Bewegung von SSO. nach NNW.; in der Nähe von Sundsvall in der Nacht vom 14. zum 15. Mai schien sie in östlicher Richtung zu verlaufen. Von den in Halland am 12. und in Ljungby am 28. Januar wahrgenommenen Erdstössen wird die Richtung nicht angegeben.

J. Martin.

N. S. Shaler: Conditions and Effects of the Expulsion of Gases from the Earth. (Proc. Boston Soc. of Nat. Hist. 27. 89—106. 1897.)

Verf. geht von der bekannten Erscheinung aus, dass bei heftigen Erdbeben sich bisweilen cylindrische Öffnungen bilden, denen für kurze Zeit springbrunnenähnliche Wasserejectionen entquellen. Derartige Vorkommen werden berichtet vom Erdbeben von Newbury Mass. (1727). Bildungen, die beim Erdbeben von New Madrid (1811—1813) entstanden, konnte Verf. noch 50 Jahre später bei Hickman Ky. sehen und besonders die Vertheilung dieser Gebilde studiren, die beim Erdbeben von Charleston (1884) entstanden waren. Alle genannten Gebiete sind unterlagert von lockerem Material, das viel sich zersetzende organische Substanz enthält; sehr auffallend ist die vom Verf. bei Charleston beobachtete Thatsache, dass die Zahl der Vertiefungen auf einem länglichen Stück Land, von dem zu technischen Zwecken der oberste Theil des Bodens bis auf 4 m Tiefe entfernt war, mehr als doppelt so gross war wie in dem anstossenden, gleich grossen Streifen von normaler Höhe (28 gegenüber 12). Verf. folgert hieraus, dass die Kraft, die die Wassersäule in die Höhe hob, nur in sehr geringer Tiefe unter dem Boden gewirkt haben kann; als Ursache der Hebung nimmt er Gase an, die in dem die Zwischenräume zwischen den Gesteinstheilen erfüllenden Wasser absorbirt waren, durch die Erschütterung beim Erdbeben aber frei wurden; zum Vergleich erinnert Verf. an die bekannte Erscheinung bei kohlenensäurehaltigem Wasser, das, nachdem

es spontan keine Kohlensäure mehr abgibt, zu erneutem Freigeben des absorbirten Gases durch eine Erschütterung veranlasst wird.

Auf die emportreibende Kraft der Gase will Verf. sodann einen grossen Theil, wenn nicht die Mehrzahl der Quellen zurückführen, die aus grösserer Tiefe durch eine dicke Schicht lockeren Gesteins emporsteigen und glaubt auch einen Theil der artesischen Brunnen besser durch diese Annahme als durch die bisher übliche erklären zu können; er betont besonders, dass ihm für die artesischen Brunnen des unteren Mississippi-Thales die Grundlagen für die allgemein verbreitete Erklärung zu fehlen scheinen. Schliesslich kommt Verf. zu der Ansicht, dass auch die vulcanische Thätigkeit in erster Linie Wasserdämpfen zuzuschreiben ist. Er ist überzeugt, dass Vulcane stets an die Nähe des Meeres gebunden sind, und nimmt in der Nähe der Küste sehr schnelle Bildung von Sedimenten an, die viel Wasser enthalten; durch weitere Ablagerung erhöht sich die Temperatur, bis die Gesteinsmassen schmelzen und selbst der gewaltige Druck nicht ausreicht, um die Verdampfung des Wassers zu verhindern. Auf Spalten oder auch direct durch Ausblasen eines Canals in den überlagernden Gesteinen dringen die Dampfmassen in die Höhe und reissen die geschmolzenen Massen mit, wie die Gase die Wassermassen bei den durch Erdbeben entstehenden Fontainen; durch Beschleunigung der Sedimentbildung an der Küste infolge der in das Meer gelangenden vulcanischen Producte sichern sich die Vulcane eine lange Dauer ihrer Thätigkeit. **Milch.**

Th. Thoroddsen: Nogle Jagttagelser over Surtarbrandens geologiske Forhold i det nordvestlige Island. (Geol. Förén. Förhandl. 18. 114—154. Taf. 1. 1896.)

Die Surtarbrandformation verdankt ihren Namen dem isländischen „surtarbrandur“, worunter man die schwarzen, plattgedrückten Baumstämme versteht, welche sich in Island zwischen den Basaltbänken vorfinden, und von denen der Volksglaube wohl angenommen haben mag, dass sie in der Vorzeit bei einem allgemeinen Erdbrand verkohlt worden seien. Auf der nordwestlichen Halbinsel, woselbst der Surtarbrand besonders häufig anzutreffen ist, liegt er mehrfach eingelagert in recht bedeutenden Schichten von verschiedenfarbigem Lehm, welcher mitunter Abdrücke tertiärer Pflanzen enthält.

Die unglückliche Idee, dass die isländischen Basaltbänke und Tuffmassen auf dem Meeresgrund entstanden seien, hat dahin geführt, dass man auch in dem Surtarbrand eine submarine Bildung hat erblicken wollen. Dem tritt THORODDSEN entgegen. Die Surtarbrandschichten werden in sehr verschiedener Höhenlage angetroffen, die durch die Neigung der Basaltbänke bedingt wird. Verf. glaubt aus seinen Beobachtungen mit grosser Wahrscheinlichkeit herleiten zu dürfen, dass im nordwestlichen Island die Surtarbrandformation ursprünglich überall auf demselben Niveau, ziemlich in der Mitte der Basaltformation, gebildet wurde, infolge tektonischer Bewegungen jedoch später zerstückelt worden sei und eine verschieden

hohe Lage, sowie eine verschiedene Neigung erhalten habe. Gestützt wird diese Ansicht durch den Nachweis einer grösseren Zahl von Bruchlinien.

J. Martin.

S. Hedin: Lop-nor-bäckens vandr. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 499—514. Taf. 14 u. 15. 1896.)

Wie aus den der Abhandlung beigegeführten Kartenskizzen zu entnehmen ist, sind die Seen und Flussläufe des Lop-nor-Gebietes in China einer beständigen Verschiebung in ihrer Lage unterworfen, während mit der Wanderung der Seen gleichzeitig eine Formveränderung derselben Hand in Hand geht. Als Ursachen dieser Erscheinung sind anzusehen die nahezu horizontale Lage des Terrains, die Ablagerung von Flussschlamm und der Flugsand, welcher letzterem im Besonderen die Formveränderung der Seen zugeschrieben werden muss.

J. Martin.

J. W. Spencer: The Duration of Niagara Falls. (Amer. Journ. of Sc. 48. 455—472. 1894.)

Nach einer kurzen Aufzählung der Schätzungen des Alters der Fälle, die von 35 000 bis 7 000 Jahre wechseln, wird eine Übersicht der Topographie und Geologie der Umgegend gegeben und hierauf der Versuch gemacht, mit Hilfe der alten Uferterrassen und Flussthäler im Seengebiet die verschiedenen Stadien, welche der Niagara durchlaufen hat, zu rekonstruieren. Während des ersten Zeitabschnittes seines Bestehens muss der Niagara-Fall eine Höhe von 200' gehabt haben und nur aus dem Erie-See gespeist worden sein, da das Wasser der oberen Seen (vormaliger Huron Lake) seinen Weg durch das Ottawa-Thal nahm. Während dieser Zeit hat der Niagara die unterste Strecke der Schlucht, bis Fosters Flats, ausgetieft. Im zweiten Zeitabschnitt hat die Fallhöhe 420' betragen und die Breite des Bettes hat abgenommen, infolge hiervon muss die Erosion und das Zurückweichen des Falles sich weit stärker geltend gemacht haben. In die zweite Hälfte dieses Zeitabschnittes, welchem das Stück der Niagara-Schlucht von Fosters Flats bis zum Whirlpool angehört, fällt die Verlegung des Abflusses der oberen Seen von dem Ottawa- in das Niagara-Thal, wodurch die Erosion in dem letzteren beschleunigt worden ist. Der dritte Zeitabschnitt kann nur kurz gewesen sein, da das entsprechende Stück der Schlucht sehr eng und nur 4000' lang ist. In den Anfang des vierten Zeitabschnittes fällt die Hebung des Ontario-Beckens um 100', wodurch die Fallhöhe vermindert und bei Johnson Ridge die zu durchschneidende Felsmasse vergrößert worden ist. Der erste Zeitraum wird auf 17 200 Jahre, der zweite auf 10 000, der dritte auf 800, der vierte auf 3 000 Jahre geschätzt. Das gesammte Alter des Niagara wird zu 32 000 Jahren berechnet (nach LYELL 35 000 Jahre). Aus den Hebungen der alten Uferlinien ergibt sich ein Alter von 28 000 Jahren. Falls die Hebung im Seengebiet sich nicht ändert, so wird, bevor der Niagara-Fall Buffalo erreicht hat, der

Abfluss der oberen Seen nach Chicago, zum Mississippi verlegt sein. Eine Hebung um 70' am Ausfluss des Erie-Sees würde die Wasserscheide völlig verändern.

H. Behrens.

W. M. Davis: The Quarries in the Lava Beds at Meriden, Connecticut. (Amer. Journ. of Sc. 151. 1—13. 3 Fig. 1896.)

Verf. giebt eine kurze zusammenfassende Darstellung des von ihm in früheren Arbeiten (dies. Jahrb. 1884. I. -230-, -231-; 1890. II. -240-; 1891. I. -295-, -402-) geschilderten Gebietes nördlich vom Long Island Sound und westlich vom Connecticut River, bespricht nochmals die triadischen, übereinander geflossenen Lavaströme und die Verwerfungen, die in der Gegend von Meriden, NO.—SW. streichend, die Theile der Ströme gegeneinander verschoben haben, so dass die Ergussgesteine, durch die Verwitterung herausragend, zahlreiche orographische selbständige Rücken bilden und beschreibt schliesslich neuere Aufschlüsse in den Steinbrüchen des Quarry ridge, des kleinsten, östlichsten Gliedes der Hanging Hills-Gruppe, etwas nördlich von Meriden. In den Brüchen ist sowohl die Überlagerung eines Lavastromes durch den anderen, wie auch das Vorkommen von kleineren Verwerfungen mit einer Sprunghöhe von 5—6 m sehr gut zu beobachten.

Milch.

J. B. Woodworth: On the Fracture System of Joints, with Remarks on Certain Great Fractures. (Proc. Boston Soc. of Nat. Hist. 27. 163—182. 5 Taf. 1897.)

Verf. beschreibt zunächst sehr ausführlich die Oberflächenbeschaffenheit der durch Diaklase (Joints) getrennten Pelite, die er in den Steinbrüchen am Mystic River in Sommerville Mass. studirte, besonders die „feather-fracture“, eine fiederartige Zeichnung symmetrisch zu einer der Schichtung parallelen Axe, ferner die „joint-fringe“, einen aus kleinen Ebenen bestehenden, die Diaklase umgebenden Saum, dessen Theilebenen der Richtung der Diaklase anfänglich parallel, weiter nach aussen gegen sie um 5—25° und mehr geneigt sind. Um diese „fringe“ läuft oft noch ein Saum, durch muscheligen Bruch gebildet, der auch bisweilen die „fringe“ ersetzt. Mit diesen Verhältnissen vergleicht Verf. die Beobachtungen an Vulcanreihen, besonders die Gestalt der durch die Vulcaninseln der Westküste des Stillen Oceans gebildeten Linien. Da zum Verständniss der Schilderungen des Verf. wie der von ihm vermutheten Beziehungen die Abbildungen unentbehrlich sind, muss auf die Originalarbeit verwiesen werden.

Milch.

P. F. Schneider: A Geologic Fault at Jamesville, near Syracuse, N. Y. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 3. 458. 1897.)

Verf. hat eine Verwerfung im Gebiete der flachgelagerten palaeozoischen Schichten des Staates New York verfolgt, die insofern Interesse besitzt, als Brüchen in diesem Gebiet nicht weiter bekannt sind.

E. Philippi.

Petrographie.

G. P. Merrill: A Treatise on Rocks, Rock-Weathering and Soils. (New York and London. 8°. 411 p. 25 Pls. 42 Fig. 1897.)

Das Buch behandelt in umfassender Weise die Verwitterung der Gesteine und die Entstehung des Bodens aus denselben. Zu dem Zwecke schickt Verf., die kleinere Hälfte des Buches einnehmend, einen Abriss der Petrographie voraus, welche natürlich mit Hinsicht auf diesen Zweck behandelt wird. Auf dieser Grundlage baut er dann seine Rock-Weathering auf. Unter diesem Ausdrucke will Verf., Professor am Nationalmuseum in Washington, nur das verstanden haben, was J. ROTH in seiner allgemeinen und chemischen Geologie als „Verwitterung“ bezeichnet; wogegen das ausgeschlossen wird, was ROTH als „complicirte Verwitterung“ zusammenfasst. Er behandelt also nur die in den oberflächlichen Schichten unter Einwirkung der Atmosphärien und Organismen stattfindende Zersetzung der Gesteine und Bodenbildung, nicht z. B. die Umwandlungen und Neubildungen von Mineralien, Metamorphismus etc.

Nachdem Verf. diese Verwitterungsvorgänge im Allgemeinen geschildert hat, zeigt er an einer Anzahl von Einzelfällen den Gang derselben, wobei er mit guten photographischen Wiedergaben verwitterter Gesteine das Gesagte erläutert. Der Reihe nach wird so die Verwitterung aller hauptsächlichsten Gesteinsarten vor Augen geführt. Wenn hierbei auch die meisten Beispiele aus amerikanischen Gesteinen gezogen werden, so dass Verf. nur einige aus europäischen entnimmt, wie Phonolithe und Basalte aus Böhmen, Basalte aus Frankreich, den Werth der Arbeit beeinflusst das natürlich nicht, da ja die Erscheinungen im Allgemeinen hier wie dort dieselben sind. Im Allgemeinen; denn einen in der Weise verwitterten Granit, wie ihn Verf. z. B. auf Fig. 18 S. 240 wiedergibt, wird man bei uns nicht so leicht finden. Eingehend betrachtet Verf. dann den Einfluss verschiedener physikalischer Bedingungen auf die Verwitterung, wie der krystallinen Structur, der mineralogischen Zusammensetzung, der Farbe, der Zeit, warmen und kalten Klimas. Hierauf bespricht er den Transport und Wiederabsatz der verwitterten Massen durch Schwerkraft, Wasser und Eis, Wind. Den Beschluss macht die Betrachtung des „Regolith“, wie Verf. die aus der Verwitterung hervorgehenden verschiedenartigen Böden nennt.

Branco.

A. Heim: Stauungsmetamorphose am Walliser Anthracit und einige Folgerungen daraus. (Festschr. d. Naturf. Ges. in Zürich. 1746—1896. 8°. 2. Theil. 354—365. 1896.)

An die Beschreibung der mechanischen Deformationen, die der Anthracit des Wallis bei der Gebirgsbildung erfahren hat, knüpft Verf. eine Darlegung allgemeiner gebirgsmechanischer Gesichtspunkte.

Der Anthracit des Wallis, so wie er vorliegt, ist eine im Innern des Gebirges durch Zermalmung bei der Gebirgsbildung entstandene Breccie, eine Dislocationsbreccie. Rutschflächen durchsetzen die Breccie; die

Zermalmung ging also den fließenden und rutschenden Bewegungen voraus. Die eigenartige Structur ist eine Folge der ungleichen Deformirbarkeit des unfesten, spröden Anthracits und seiner viel festeren und zäheren Nebengesteine (Thonschiefer, Grauwacken, Conglomerate). Der Anthracit war leicht in Pulver zu quetschen und als Pulver leicht fließend verschiebbar. Daher hat die dem Gesteine aufgezwungene Deformation sich so viel als möglich durch die Bewegung des Anthracits auszulösen versucht. An den Stellen stärkeren Druckes wurde der Anthracit weggequetscht, wo der Druck geringer war, dorthin musste der Anthracit strömen und sich anhäufen, bis die Druckdifferenzen wieder ausgeglichen waren. Am leichtesten bewegte er sich stets in seiner eigenen Schicht; ins Nebengestein einzudringen war nur da möglich, wo sich offene Spalten darbieten. So entstanden die Breccienstructur, die Gleitflächen und der Mächtigkeitswechsel. Die Gebirgsstauung sucht sich stets die Auslösung, bei der die Cohäsions- und Reibungswiderstände ein Minimum sind. Daher haben die Walliser Anthracitflöze weit mehr gelitten, als das viel festere umgebende Gestein.

Der Anthracit ist auffallend gleichartig. Übergänge von Anthracit in anthracitische Schiefer sind kaum zu finden. Vielmehr setzt der reine Anthracit meist scharf ab am einschliessenden Gestein. Der Aschengehalt schwankt zwischen 2 und 25 %, beträgt meist 6—12 %. Der Anthracit selbst hat nach Abzug der Asche 95—98 %, meist 96 % Kohlenstoff; er steht also oft schon dem Graphit sehr nahe und ist z. Th. abfärbender Graphitoid. Bei der Umbildung der Walliser Kohlenflöze zu Anthracit und Graphit ist, wie aus dem Vergleich der specifischen Gewichte hervorgeht (Braunkohle 1—1,5, Steinkohle 1,2—1,6, Anthracit 1,4—1,7, Graphit 2,2), eine bedeutende Volumverminderung eingetreten, mehr noch als sich im specifischen Gewicht ausspricht, denn es hat gleichzeitig durch Entweichen von Kohlenwasserstoffgas ein Substanzverlust stattgefunden. Ähnlich steht es bei der so häufigen durch Stauung bedingten Umwandlung von Limonit in Hämatit und Magnetit, bei der Umwandlung von Thonen und Schieferthonen in Thonschiefer, bei der weitaus verbreitetsten Ummineralisierung, nämlich der Überführung von Alkalifeldspath in Sericit. Die Stauungsmetamorphose befördert, wenn sie ummineralisierend wirkt, die Ausbildung der specifisch schwereren Mineralien. Es gilt also hier das von W. SPRING experimentell bewiesene Gesetz über den Einfluss des Druckes auf eine physikalische oder chemische Zustandsänderung bei einer bestimmten Temperatur (dies. Jahrb. 1891. I. - 244-. - 245-. Vergl. F. BECKE, dies. Jahrb. 1896. II. 182).

Zum Schluss wendet sich Verf. gegen die Annahme, dass bei der Stauungsmetamorphose das Wasser als Umlagerer der Molecüle nothwendig sei. Die Experimente von SPRING gelingen auch mit trockenen Substanzen. Der allseitige Druck kann die Molecüle ohne Wasser in reactionsfähige Annäherung bringen und dadurch Umkrystallisierungen hervorrufen, wie sie ohne Druck nur mit Hilfe von Wasser möglich sind. Th. Liebisch.

A. Liversidge: On the Amount of Gold and Silver in Sea-Water. (Journ. and Proc. of the Roy. Soc. of New South Wales. 29. 335—349. 1895.)

Zum Nachweis des Goldes wurde das Seewasser mit Ferrosulfat versetzt, einige Tage an der Luft stehen gelassen und dann mit Ammoniak vermischt. Der Niederschlag wurde filtrirt, gewaschen, getrocknet, verschlackt und abgetrieben. Eine Tonne Seewasser der Küste von Neusüd-wales enthält 0,5—1 Grain Gold. Das würde einen Gesamtgoldgehalt von 100 000 Millionen Tonnen in allen Ozeanen der Erde ergeben, wenn der durchschnittliche Gehalt zu 1 Grain in der Tonne angenommen wird. Controlversuche haben gezeigt, dass durch das genannte Verfahren nicht alles Gold aus dem Wasser gefällt wird. Das untersuchte Wasser enthielt auch immer Silber. Es wurden 1—2 Grain in der Tonne gefunden. Indessen ist die angewandte Methode der Bestimmung des Silbers nicht genau genug.

Bodländer.

Heusler: Keratophyrtuff von Engelskirchen. (Sitz.-Ber. niederrhein. Ges. Bonn 1897. 106—108.)

In der Bleierzgrube Neu-Moresnet im Leppe-Thal unweit Engelskirchen ist ein, innerhalb der Schichten eines zum Lenneschiefer gehörigen Grauwackensandsteins liegendes, helles oder röthliches Eruptivgestein aufgeschlossen. Dasselbe wird von dem Bleierzgang durchsetzt, ist also älter als dieser, während Trachyte und Basalte jünger sind als die Erzgänge des Devons. Das Gestein steht auch über Tage am linken Gehänge des Leppe-Thals bei Haus Leppe an. Nach der Untersuchung von Koch ist es ein quarzfreier Keratophyrtuff. Äusserlich sieht derselbe durch das Auftreten zahlreicher Oligoklaseinsprenglinge einem Porphyryr sehr ähnlich. U. d. M. ist deutliche Aschenstructur zu erkennen; Bruchstücke sedimentärer Gesteine sind häufig. Die ursprüngliche Substanz scheint Glasmasse gewesen zu sein, ist aber jetzt in Quarz, Sericit, Kaolin, Calcit, seltener Chlorit umgewandelt. Accessorisch sind Zirkon, Apatit, Magnet- oder Titaneisen. Bemerkenswerth ist noch, dass der Keratophyrtuff Kupferkies führt.

W. Bruhns.

Heusler: Kohlensäurequellen von Rheinbrohl und Honnef. (Sitz.-Ber. niederrhein. Ges. Bonn 1897. 108.)

Verf. macht Mittheilungen über zwei neuerbohrte Kohlensäurequellen. Die eine bei Arienhellerhof unweit Rheinbrohl bricht in einem hohen Sprudel mit 31° C. aus einer Tiefe von 390 m aus stark anthracithaltigen Schichten des Unterdevons hervor. Die andere wurde im Orte Honnef bei 185 m gleichfalls in devonischen Schichten erbohrt. Sie hat weniger freie Kohlensäure und enthält Kalk, Magnesia, Natron, Lithion. Temperatur des Wassers im Bohrloch 18° C.

W. Bruhns.

A. Dannenberg: Die Trachyte, Andesite und Phonolithe des Westerwaldes. (Min. u. petr. Mitth. 17. 301—330, 421—481. 1897.)

Die Basalte, welche hauptsächlich im centralen Theile des Gebietes, im eigentlichen Westerwald, in Form von Tafelbergen, seltener Kuppen auftreten, zeigen im zweiten Falle deutlichere, im ersten weniger deutliche säulenförmige Absonderung.

Die Trachyte und Hornblende-Andesite treten im Süden und Westen der Basalte auf, kommen aber landschaftlich kaum zum Ausdruck und verhalten sich bezüglich ihrer Absonderung wie der Basalt.

Die Phonolithe und Augit-Andesite sind regellos vertheilt, beide zeigen gerne plattenförmige Absonderung und die ersteren treten meist mit schöner Dom- oder Kuppenform in Erscheinung.

Die Verbreitung der Gesteine im Allgemeinen ist grösser als auf den Specialkarten angegeben ist.

Die Altersbeziehungen sind derart, dass vermuthlich Trachyt und Hornblende-Andesit am ältesten sind. Auf ihre und ihrer Tuffe Ablagerung folgte eine Erosionsperiode und dann die Förderung der Basalte. Die Phonolithe sind die entschieden jüngsten Producte. Bei den Basalten sind zwei Perioden der eruptiven Thätigkeit zu unterscheiden, indem sie sowohl an der Basis als an der Decke der Westerwälder Tertiärbildungen auftreten.

Der eingehenden petrographischen Beschreibung der Gesteine entnehme ich Folgendes:

Die meisten der Gesteine stehen durch den Sanidingehalt der Grundmasse auf der Grenze zwischen Andesit und Trachyt, andere, so der Isenit (BERTELS), zwischen Hornblende-Andesit und Basalt, und noch näher dem Basalt stehen die Augit-Andesite.

Die Trachyte erscheinen in meist einsprenglingsarmen phonolithischen und andesitischen Abarten, deren Grundmasse vielfach sehr arm an farbigen Gemengtheilen ist. In den ersteren kommt Sanidin auch unter den Einsprenglingen, in den letzteren nur in der Grundmasse vor. Neben den Hauptgemengtheilen Feldspath und Augit beim andesitischen Typus ist noch Hornblende und Biotit vorhanden. Einzelne Vorkommnisse sind sogar biotitreich. Manche Gesteine enthalten Glas in grösserer Menge. In einem derselben wurde ein Hornfels mit Andalusit, Sillimanit und Spinell als Einschluss gefunden.

Sehr nahe verwandt sind ihnen die Hornblende-Andesite, welche einen reichlichen Gehalt an Hornblende besitzen. Diese ist vielfach resorbirt unter Bildung einheitlicher Augithüllen.

Der Isenit (BERTELS) ist ein Augit-Andesit mit accessorischem Olivin. Die Augit-Andesite sind z. Th. recht glasreich.

Bei den Phonolithen, in denen Verf. nirgends den von ANGELBIS angegebenen Nosean fand, wird ein trachytoider und nephelinitoider Typus unterschieden.

Die chemische Untersuchung lieferte folgende, z. Th. nur zur Prüfung auf Nephelin ausgeführte Analysen:

- I. Phonolith von Saynerholz. Gesamtgehalt an Si O₂ 58,43 %, D 2,583, in HCl löslicher Antheil.
- II. Phonolith von Breiteberg. Gesamtgehalt an Si O₂ 61,27 %, D 2,554, in HCl löslicher Antheil.
- III. Augit-Andesit der Steinburg. In HCl nach 30stündiger Digestion löslicher Antheil auf 100 berechnet. (Demnach wesentlich aus Anorthit, Olivin und Apatit bestehend.)
- IV. Augit-Andesit von Schenkelberg. (Analytiker JUNGBLODT.)

	I.	II.	III.	IV.
Rückstand	73,18 %	84,62 %	46,04 %	—
Si O ₂	11,65 %	6,65 %	32,85 %	44,50 %
Ti O ₂	—	—	—	0,31
Al ₂ O ₃	6,83	3,76	16,91	20,31
Fe ₂ O ₃	0,65	0,49	16,62	2,27
Fe O	—	—	—	8,84
Mn O	0,11	0,07	4,08	0,50
Ca O	1,25	0,47	10,68	11,44
Mg O	0,16	0,05	5,12	3,90
K ₂ O	0,30 (?)	0,61	3,64	1,64
Na ₂ O	4,25	2,07	5,24	3,70
S O ₃	0,13	0,14	—	—
Glühverlust	0,96	0,94	3,28	1,40
P ₂ O ₅	—	—	1,37	1,22
Summa	99,47	99,87	99,79	100,03

G. Linck.

C. Chelius: Granit injectionen im Diorit vom Seidenbuch bei Knoden im Odenwald. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Grossh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge. 18. 22—23. Taf. II. 1897.)

Die mächtige Kuppe des Seidenbuchs besteht aus Diorit; gegen die Nordwestgrenze stellen sich mehr und mehr erst schmale, dann immer stärker und häufiger werdende Granitadern ein; weiterhin enthält der Granit nur noch Schollen von Diorit und schliesslich findet sich eine Kuppe von reinem Granit (beim Knodener Thurm). Der Hornblendegehalt der in den Diorit injicirten Granitadern wird, da der Granit im Übrigen frei von Hornblende ist, auf Resorption von Dioritsubstanz durch das Granit-magma zurückgeführt, ebenso die durch eine Photographie erläuterte eigenthümliche Gestalt der Granitadern, die im Querschnitt kreisrunde oder ovale Formen zeigen, im Längsschnitt gestreckt, stumpf und rund endigen.

Milch.

C. Chelius: Chemische Analyse des Gadernerheimer Granatfels. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Grossh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge. 18. 23—24. 1897.)

Im Anschluss an die von CHELIUS früher (dies. Jahrb. 1897. I. - 58-) ausgesprochene Vermuthung, dass der Granatfels von Gadernheim ein umgewandelter Theil des dort anstehenden Gabbro und Olivingabbro sei, wurden unter Leitung von W. SONNE folgende Analysen ausgeführt:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO ²	47,76	46,68	47,97	47,75	47,78	49,90
TiO ²	1,61	0,85	0,44	—	0,26	0,42
Al ² O ³	24,59	28,65	22,16	22,49	20,51	23,33
Fe ² O ³	3,14	2,35	1,12	4,53	2,54	4,10
FeO	10,10	10,93	4,10	3,23	6,07	4,38
MnO	—	—	—	1,53	—	—
CaO	3,68	0,97	11,96	15,99	10,65	10,97
MgO	2,79	1,22	4,58	0,59	4,62	1,65
K ² O	1,68	1,55	0,29	1,75	0,51	0,62
Na ² O	2,23	2,90	3,23	0,91	4,69	3,06
P ² O ⁵	0,41	0,37	1,14	0,48	0,49	0,49
FeS ²	0,48	1,05	0,35	—	0,31	0,32
Chem. geb. H ² O .	1,38	1,63	2,05	0,76	0,54	0,60
Mech. geb. H ² O .	0,12	0,11	0,15	—	0,10	0,13
Summa	99,97	99,26	99,54	100,01	100,07	99,97

- I. Granatfels mit grösseren Granaten. Gadernheim.
- II. Cordierithornfels. Gadernheim.
- III. Gabbro. Oberbeerbach.
- IV. Olivingabbro (feldspathreich). Frankenstein gegen Seeheim.
Anal.: F. W. SCHMIDT.
- V. Olivingabbro. Wallbach.
- VI. Olivingabbro. Ober-Kainsbach.

Die Bestimmung der Kieselsäure in 5 anderen Gesteinen ergab folgende Werte:

Granatfels im Olivingabbro von Ober-Kainsbach . .	49,45	%	SiO ² .
Granatfels von Gadernheim (mit nussgrossen Granaten)	54,43	"	"
" " " (" sehr wenig ")	50,47	"	"
Granatfels (mit vielen kleinen Granaten)	46,25	"	"
Hornfels von Gadernheim	47,03	"	"

Milch.

C. Chelius: Lucitporphyrit, ein Ganggestein von Ernsthofen, und seine Beziehungen zu den anderen Diorit- und Gabbro-Ganggesteinen des Odenwaldes. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Grossh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge. 18. 14—22. Taf. I. 1897.) — [Vergl. dies. Jahrb. 1894. I. - 289—290.]

Das dunkle Gestein eines 1—2 m breiten Ganges vom Mühlberg bei Ernsthofen, für das unbewaffnete Auge aus einer mittelkörnigen, graugrünen Masse mit zahlreichen grösseren und kleineren schwarzen Hornblendenadeln bestehend, die in dem feinkörnigeren, dunkleren Salband sehr

zurücktreten, erwies sich, wie ROSENBUSCH vermuthet hatte, als eine porphyrische Form des vom Melibocus beschriebenen Lucitites. Wie dieser führt es die charakteristische, im Dünnschliff blaugrüne Hornblende, die im Inneren von schmutziggelben, bei starker Vergrößerung sich in kleinste, in drei Richtungen sich kreuzende braune Stäbchen und Leisten auflösenden Flecken erfüllt ist. Das Gestein, der Lucitporphyrit, besteht aus grossen Einsprenglingen dieser Hornblende und eines natronreichen Plagioklases in einer an Menge sehr zurücktretenden feinkörnigen Grundmasse; die Hornblendenaedeln sind 5—20 mm lang, 1—5 mm breit, in der Prismenzone krystallographisch scharf, terminal gewöhnlich unvollkommen begrenzt, durch angelagerte Fetzen und Stäbchen grüner Hornblende noch unvollkommener erscheinend, Pleochroismus von Grünlichblau bis Gelblichgrün gehend, $c:c$ auf (110) zu $13-15^\circ$ gemessen, spec. Gew. höher als 3,1. Gelblichbrauner Biotit lagert oft der Hornblende an. Plagioklas tritt in gedrungeenen, gut begrenzten Krystallen auf. Die feine, ungleichkörnige Grundmasse, gewöhnlich auf schmale Adern und Zwickel beschränkt, besteht aus Quarz (ungefähr die Hälfte ausmachend), viel Biotit, etwas Feldspath und wenig Hornblende. Chemisch besteht der Lucitporphyrit von Ernsthofen nach W. SONNE aus: 51,70 % SiO_2 , 0,14 TiO_2 , 19,39 Al_2O_3 , 2,54 Fe_2O_3 , 6,44 FeO , 8,95 CaO , 4,64 MgO , 0,83 K_2O , 4,07 Na_2O , 0,37 P_2O_5 , 0,48 FeS_2 , 0,92 chem. geb. H_2O , 0,15 mech. geb. H_2O , Sa. 100,62. [Nach der Analyse von KUTSCHER (dies. Jahrb. 1894. I. -290-) enthält der Lucit vom Melibocus 51,32 % SiO_2 , während eine erneute Untersuchung dieses Gesteins 46,04 % SiO_2 ergab; die Hornblende enthält 44,49 % SiO_2 und 1,31 % TiO_2 .]

Eine Untersuchung der Lucitgänge von der Südwand des Luciberges zeigte, dass die körnige Structur der breiteren, grobkörnigen Gänge gegen das Salband hin durch die Entwicklung grösserer Feldspathe in einer feinkörnigen Grundmasse porphyrisch wird und das Gestein am Salband selbst dicht wird; schmale Gänge zeigen die grobkörnige Ausbildung überhaupt nicht.

Entsprechenden Wechsel der Korngrösse und Structur mit der Mächtigkeit der Gänge, resp. innerhalb eines und desselben Ganges mit der Entfernung vom Salbande zeigen auch die anderen Diorit- und Gabbro-Ganggesteine des Odenwaldes; aus den Untersuchungen folgt, dass die bisher Orbit genannten Ganggesteine nur Varietäten der Malchite sind und daher aus der Reihe der selbständigen Gesteine gestrichen werden müssen. Im Übrigen aber ist Verf. der Ansicht, „dass die Ganggesteine die verschiedensten Structurformen in ein und demselben Gang und seinen Zweigen aufweisen können, dass aber das Vorherrschen einer Structurform in den gleichen Gängen nöthig macht, diese Gänge von anderen, in denen diese Form nur als Übergang vorkommt, zu trennen, mag man sie nun mit besonderem Namen benennen oder einen Namen mehreren Gängen geben und die jedesmalige Ausbildungsweise als besonderen Typus der Hauptbezeichnung unterordnen“.

Er unterscheidet:

„1. Lucit mit der Abart Lucitporphyr; in ersterem herrscht eine körnige, in letzterem eine porphyrische Structur vor; in beiden eine blaugrüne nadelige Hornblende. Abart Glimmerlucit, ist eine durch Glimmerreichtum ausgezeichnete, durch Beeinflussung des Nebengesteins entstandene Form mit eigenthümlicher Kranzstructur.

2. Malchit, vorherrschend panidiomorphkörnig, mit der Abart Glimmermalchit; vorherrschend porphyrisch in den Gängen an der Orbishöhe und am Melibocusgipfel durch Auftreten von Hornblende und Feldspatheinsprenglingen. (Abart Orbit.)

3. Beerbachit, panidiomorphkörnig mit Plagioklas und Diallag; porphyrisch durch grosse Plagioklaseinsprenglinge. (Abart Gabbroporphyr.)

4. Odinit, körnig und porphyrisch mit Plagioklas, Augit, Hornblende und Biotit; erstere in der porphyrischen Ausbildung als Einsprenglinge.“ (S. 18, 19.)

Für die Selbständigkeit dieser Ganggesteine spricht besonders ihr geologisches Alter: sie sind z. Th. nachweisbar jünger als die im Odenwald auftretenden Granite — für den Lucit und Malchit ist dies durch Einschlüsse von Granit sicher nachgewiesen — und dieser Granit erweist sich durch zahllose Einschlüsse von Diorit und Gabbro jünger als diese, z. Th. jedenfalls erheblich jünger als der Gabbro und der Diorit, da die Gänge von Beerbachit und Odinit, die bisher nur die basischen Tiefengesteine durchbrechend aufgefunden wurden, eckige Einschlüsse dieser Gesteine enthalten. Umgekehrt sind alle diese Gesteine älter als Minette, Vogesit und Granitporphyr des Odenwaldes, von denen sie durchsetzt werden.

Von diesen selbständigen Ganggesteinen scharf zu trennen sind gangähnliche Adern im Diorit und Gabbro, die sich von den Ganggesteinen durch das Fehlen eines feinkörnigeren Salbandes, die Verwachsung ihrer grobkörnigeren Gemengtheile mit denen des Muttergesteins, sowie ihre Abhängigkeit ihrer Zusammensetzung von der Beschaffenheit der Gesteine, in denen sie auftreten, deutlich unterscheiden. Sie werden als gangartige Nachschübe der Diorite und Gabbros bezeichnet und „bilden im Odenwald alle die interessanten sogenannten Varietäten von Gabbro und Diorit, welche diese Gesteine so mannigfaltig erscheinen lassen, während in Wahrheit ihre überwiegende Masse sehr eintönig und uninteressant ausgebildet und ihre Structur eine einfach hypidiomorphkörnige ist.“ Den Schluss der Arbeit macht eine Aufzählung dieser „Varietäten“ und die Angabe einiger derartiger Vorkommen.

Milch.

C. Chelius: Orthit im Böllsteiner Granit des Odenwaldes. (Nötizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Grossh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge. 18. 24—26. 1897.)

Im rothen jüngeren Böllsteiner Granit tritt in den Steinbrüchen von Langen- und Kirch-Drombach Orthit in 3—5 mm langen, 1—3 mm breiten

Krystallen in der Nähe der den mittel- bis feinkörnigen Granit durchziehenden Pegmatitadern auf; in den Pegmatiten selbst erreicht er eine Grösse von 5—8 mm. In grösserer Entfernung vom Pegmatit fehlt der Orthit völlig, am zahlreichsten ist er in der Nähe der Pegmatitadern, so dass also zwischen diesen und dem Auftreten des Orthits ein Zusammenhang bestehen muss. Auch an den übrigen Fundpunkten des Orthites im Odenwald (Weinheim, Auerbach, Neustadt, Nieder-Kainsbach) tritt das Mineral im Pegmatit oder in seiner Nachbarschaft auf. Das Auftreten des Orthites in dem jüngeren Granit des Odenwaldes vermehrt noch die Ähnlichkeit, die zwischen diesem und den orthitreichen, sogen. Schappach-Gneissen des Schwarzwaldes besteht.

Milch.

G. Klemm: Bemerkungen über Kataklas- und Protoklasstructur in Graniten. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Grossh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge. 18. 27—37. Taf. III p. p., IV p. p. 1897.)

Zur Unterscheidung der Kataklasstructur der durch mechanische Umformung der erstarrten Massen mit Parallelstructur versehenen Eruptivgesteine von der Protoklasstructur derjenigen pyrogenen Gesteine, die ihre Parallelstructur durch Bewegungen im noch nicht völlig verfestigten Magma erhielten, giebt Verf. folgende Hinweisungen:

Die „Textur der Zermalmungsproducte“ der gepressten Gesteine ist überaus wechselnd, „die weniger veränderten Granitpartien enthalten eine z. Th. deutliche Flaserung . . . Jedoch entstehen nirgends — wie nicht scharf genug betont werden kann — Massen von gleichförmiger Structur, sondern es findet vielmehr eine fortwährende Wechsellagerung zwischen den verschiedensten Structurformen statt oder vielmehr eine fast netzartige Durchdringung derselben“ (S. 28, 29). Weiterhin wird zugegeben, „dass in solchen Zermalmungsproducten granitischer Gesteine neben den mechanischen auch sehr kräftige chemische Processe sich vollzogen haben, durch welche nicht selten eine theilweise, manchmal sogar sehr tief greifende Umkrystallisirung des feinsten Gesteinsmehles stattgefunden hat.

Wie aber auch immer deren Verlauf gewesen sein mag, nirgendswo haben sich dabei charakteristische Mineralien, wie Granat, Andalusit, Staurolith, Cordierit etc. in wohlumgrenzten grossen Krystallen gebildet. Niemals entstehen bei der Quetschung von Graniten Gesteine, welche etwa mit contactmetamorphen Schieferen verwechselt werden könnten, deren regelmässige „Pflasterstructur“ auf den ersten Blick durch's Mikroskop von derjenigen granitischer Zermalmungsproducte zu unterscheiden ist. Und niemals auch bilden sich — dies kann nicht genug betont werden — aus massigen Graniten durch späteren

Gebirgsdruck Typen heraus, die man nicht von fluidal-flaserigen Graniten zu trennen vermöchte.“ (S. 30, 31.)

Die primär flaserigen oder streifigen protoklastischen Granite, deren Flaserung durch magmatische Bewegungen erzeugt ist, unterscheiden sich von den dynamometamorphen Graniten, trotz bisweilen vorhandener äusserlicher Ähnlichkeit, durch „grosse Gleichförmigkeit über weite Erstreckung hin“ — Änderungen in Structur und Zusammensetzung sind „stets mit Sicherheit auf Einschlüsse fremder Gesteine zurückzuführen“ —, ferner durch Fehlen des Gegensatzes „zwischen zusammenhängenden Aggregaten mit der gewöhnlichen Granitstructur und Äderchen zerriebener Quarze und Feldspäthe, welche in diese Aggregate eindringen oder sie umschmiegen,“ an dessen Stelle „eher ein Gegensatz zwischen einer feinkörnigen, aus ganz unregelmässig gestalteten und zackig-buchtig miteinander verwachsenen Körnchen — vorwiegend von Quarz, weniger von Feldspath — bestehender Grundmasse und grösseren, rundlichen Körnern, seltener deutlichen Krystallen der Hauptgemengtheile“ tritt (S. 31). Schliesslich wird das Hindurchragen losgerissener Fetzen von Glimmer und Hornblende durch mehrere andere Körner als Beweis für die Protoklasstructur angesprochen, während bei mechanisch deformirten Graniten „solche Erscheinungen undenkbar und thatsächlich auch nie zu beobachten“ sind, die isolirten Fragmente vielmehr „fest gegeneinander gepresst, in bunter Reihe nebeneinander“ liegen.

[Die in diesen „Hinweisungen“ vertretene Anschauung wurzelt in der zur Voraussetzung gemachten, aber unbewiesenen Behauptung, dass durch Druck veränderte Gesteine stets zertrümmert werden müssen, sowie in einer Unterschätzung der chemischen und mineralogischen Umwandlungen, die durch Druck überhitztes Wasser in hoch belasteten Gesteinen hervorzurufen vermag. Über die theoretischen Anschauungen des Verf.'s vergl. auch dies. Jahrb. 1896. II. -108—110-. Ref.]

Den Schluss der Abhandlung (S. 33—37) bildet der Versuch, die Streckung in den bekannten Ganggraniten von Grosssachsen nicht, wie FUTTERER (dies. Jahrb. 1891. II. -280-) auf Gebirgsdruck, sondern lediglich auf Fluctuationen im Magma zurückzuführen. Verf. stützt sich dabei besonders auf den Umstand, dass die von FUTTERER als Wirkung des Gebirgsdruckes erklärten, senkrecht zum Salband der Gänge stehenden Klüfte in das Nebengestein nicht fortsetzen und dieses durchaus frisch und unverletzt erscheint, ferner auf die Structur der Grundmasse, die er als panidiomorph-körnig und durchaus primär bezeichnet, sowie auf das Auftreten der Glimmerblättchen, die häufig aus den porphyrischen Quarzen und Feldspathen in die Grundmasse hineinragen und nicht selten in der Grundmasse durch mehrere Körner hindurchragen. **Milch.**

G. Klemm: Beobachtungen an granitischen Gängen und ihrem Nebengestein. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Grossh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge. 18. 37—42. Taf. III p. p., IV p. p. 1897.)

Zur Begründung einer früher ausgesprochenen Ansicht, dass im Spessart „die complicirten Falten und Windungen, welche die granitischen Gänge oftmals in den Schiefen und den älteren Graniten jener Gegend zeigen, nicht durch eine Faltung nach der Verfestigung jener Gesteine erklärt werden können, sondern dass jedenfalls die Entstehung der Falten und Windungen gleichzeitig mit der Injection des granitischen Magmas stattfand oder doch wenigstens noch vor seiner völligen Verfestigung“, beschreibt Verf. einige Vorkommen.

Am Südabhange des Steinkopfes bei Ober-Ostern (Blatt Erbach, Hessen) tritt im älteren faserigen Böllsteiner Granit ein bizarr gewundener Pegmatitgang auf. Da der „tief verwitterte und zu Grus aufgelöste“ Granit nur primäre, völlig ebenflächige Flaserung erkennen lässt und sich Faltungen in ihm nirgendwo auffinden lassen, andererseits die im Granit auftretenden Klüfte stets nur geradlinig verlaufen, nimmt Verf. eine Injection des Pegmatites „in die noch heisse, zwar schon theilweise auskrystallisirte, aber doch nicht völlig erstarrte Masse des älteren Granites“ an. „Die Falten des Ganges erklären sich dann durch den Widerstand, welche schon verfestigte Partien dem eindringenden Magma entgegengesetzten und es zwangen, seinen Weg in allerlei Windungen zwischen den schon verfestigten Theilen hindurch zu suchen“ (S. 38). Die grosskrystalline Structur des Pegmatites, sowie seine wenig scharfe Begrenzung gegen den Granit wird als weitere Stütze dieser Anschauung angeführt. Das zweite Beispiel liefern dunkle Schollen, die in dem Hornblendegranit des Spessarts eingeschlossen sind und als metamorphosirte Sedimente gedeutet werden; sie werden von kleineren, von der Hauptmasse des Granites ausstrahlenden Adern durchsetzt, die theilweise einen äusserst complicirten Verlauf zeigen. In einem derartigen Stück zeigt der Granit dieser stark gewundenen Adern sehr deutliche Spuren von Druckwirkung, während am Schiefer so gut wie keine Anzeichen von erlittenem Druck zu beobachten sind. Ebenso sind im Odenwald westlich von Lindenfels bei Kolmbach gefälte, aber ganz undeutlich geschieferte, feldspathreiche Quarzbiotit-Schiefer mit ziemlich viel Andalusit, die die unverletzte Hornfelsstructur contactmetamorpher Gesteine zeigen, von zahllosen Granittrümchen injicirt, deren Gemengtheile deutliche Druckwirkung erkennen lassen. Verf. neigt der Erklärung zu, dass „die Schiefermasse sich bei der Injection des Granites in einem plastischen Zustande befand“, und schliesst, dass die Schiefergesteine durch den Granit eine durchgreifende Veränderung erfahren haben, somit nicht dynamometamorph, sondern contactmetamorph sind. Die Structur des Gesteins von Kolmbach bezeichnet er als geradezu typisch für die metamorphen Gesteine des Spessarts und des Odenwaldes und erblickt in ihrer weiten Verbreitung einen Beweis für die von ihm und CHELIUS aufgestellte Theorie, der zufolge Spessart und Odenwald „aus einem aufgerichteten und gefalteten und während dieses Vorganges von Graniten injicirten und durch diese umgewandelten Schiefergebirge“ entstanden sind. Das Fehlen vollständiger Contacthöfe in diesem Gebirge führt er auf weit fortgeschrittene Denudation zurück, die nur dünne Fetzen des Schiefermantels oder eingesenkte Schieferschollen übrig gelassen hat. Milch.

L. Wehrli: Über dynamo-metamorphe Diorite im Bündner Oberland und über die Fortsetzung der Urseren-Mulde nach Osten. (*Eclogae geologiae Helveticae*. 5. 30—32.)

Im Puntaiglastobel bei Truns und an der Ausmündung des Ruseinthales in das Vorderrheinthal treten zwei tektonisch von einander getrennte und auch petrographisch unter sich verschiedene Dioritstöcke auf, welche starke Zertrümmerungen aufweisen und local zu Sericitschiefern umgewandelt sind. Die grünen Schiefer von Somoix ebenda sind gleichfalls druckschieferige Diorite und der „Verrucano“, in dem sie klippenartig auftreten, dynamo-metamorpher Dioritporphyrit. Ein bei Schlans, Truns, Rabiis aufgeschlossener Sedimentmuldenzug, der aus einer Doppelmulde des Verrucano mit Jura als jüngstem Glied im Kern besteht, liegt im Streichen des Marmors von Disentis, welcher als das Ostende der Urseren-Mulde gilt. Alle sedimentären und krystallinen Gesteine dieser Mulde zeigen die stärksten dynamo-metamorphen, aber nur sehr wenig contact-metamorphe Einwirkungen.

G. Klemm.

H. Bäckström: Über leucitführende Gesteine von den liparischen Inseln. (*Geol. Fören. Förhandl.* 18. 155—164. 1896.)

Von den liparischen Inseln kannte man bisher nur Feldspathbasalte, Andesite, Liparite und Trachyte. Die mikroskopische Untersuchung einiger Gesteinsproben von Vulcanello, der kleinsten undⁿ letztgebildeten Insel der liparischen Gruppe, führte zu dem überraschenden Ergebniss, dass dieselben sammt und sonders orthoklasführende, olivinarme Leucitbasanite sind, welche in einer Grundmasse von Augit, Oligoklas, Orthoklas, Leucit und Magnetit Einsprenglinge von Augit, Labradorit, Olivin und Magnetit enthalten. Nach der Ansicht des Autors ist das Vulcanellogestein „als ein effusives Aequivalent derjenigen lamprophyrischen Ganggesteine aufzufassen, welche man hätte erwarten können, falls die Gesteine des liparischen Gebietes intrusiv statt effusiv gewesen wären; der Leucitbasanit des Vulcanello würde also das Erstarrungsproduct eines zur Effusion gelangten Minette- oder Kersantitmagmas repräsentiren.“

J. Martin.

F. R. van Horn: Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien. (*Min. u. petr. Mitth.* 17. 391—420. 1897.)

Die beschriebenen Gesteine sind: Norit, Quarz-Hypersthendiorit, Hornblendegabbro und die Übergänge zwischen diesen Endgliedern.

Die Structur aller dieser Gesteine ist typisch hypidiomorph-körnig, bei den Quarz-Hypersthendioriten häufig planparallel.

Die Hornblendegabbro enthalten als charakteristisches Mineral eine braune, bei der Zersetzung grün werdende Hornblende von starkem Pleochroismus und mit einer Auslöschungsschiefe von 11°, deren Analyse am besten auf ein Orthosilicat von der Formel $(H, K, Na)_2(Mg, Fe, Ca)_4(Al, Fe)_2Si_4O_{16}$

stimmt, während die Berechnung als Metasilicat zu einem befriedigenden Resultat nicht führe.

Nach ihrem genetischen Zusammenhang werden Quarz-Hypersthendiorit und Hornblendegabbro als randliche Spaltungsproducte des Norit aufgefasst.

Folgende Analysen werden mitgetheilt:

I. Norit an der Strasse von Chiaverano nach Monsino bei Ivrea. (Analytiker DITTRICH.)

II. Quarz-Hypersthendiorit von Ivrea. (Analytiker VAN WERVEKE.)

III. Hornblendegabbro von Pavone. (Analytiker DITTRICH.)

IV. Hornblende daraus. (Analytiker DITTRICH.)

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	49,95 %	56,45 %	39,84 %	39,58 %
TiO ₂	0,69	Spur	0,08	Spur
Al ₂ O ₃	19,17	20,15	19,71	14,91
Fe ₂ O ₃	4,72	4,36	7,73	4,01
FeO	6,71	5,00	8,89	10,67
MnO	Spur	Spur	Spur	Spur
MgO	5,03	2,66	7,33	13,06
CaO	9,61	6,59	13,52	11,76
Na ₂ O	3,13	2,95	1,59	2,87
K ₂ O	0,74	1,00	0,53	0,62
P ₂ O ₅	Spur	0,24	Spur	—
Glühverlust	0,09	1,61	0,86	2,79
Summa	99,84	101,01	100,08	100,27
D	—	—	3,18	3,217—3,222
			15° C.	17° C.

G. Linck.

A. Lacroix: Etude minéralogique de l'action de fumarolles volcaniques sulfurées sur la serpentine. (Compt. rend. 124. 513—516. 1897.)

Die Schlucht von Susaki bei Kalamaki unweit Korinth ist in pliocäne Mergel und Kalkconglomerate, welche eine Serpentinmasse überlagern, eingeschnitten. Am Contact zwischen Serpentin und Sediment, welche beide sehr zerklüftet sind, findet sich eine kleine Solfatare, die Wasserdampf, Schwefelwasserstoff und Kohlensäure liefert. Die Kalke sind z. Th. in Gyps umgewandelt. Verf. beschäftigt sich nur mit den Veränderungen, welche der Serpentin erfahren hat. Derselbe ist ein picotitführender Olivinserpentin, welcher von Adern von Opal und dichtem Magnesit durchzogen wird und stellenweise kleine Partien von Meerschäum enthält, die oft Aragonitkrystalle — Infiltrationsproducte aus den hangenden Kalkschichten — einschliessen. Dieser Serpentin ist durch die Dämpfe der Solfatare, d. h. Wasserdampf mit Schwefelsäure, welche letztere durch Oxydation des Schwefelwasserstoffes entsteht, unter Erhaltung der Structur umgewandelt

in Opal, Quarz, bezw. Chalcedon und Markasit. Die Magnesia ist als Sulfat weggeführt und hat sich in einiger Entfernung als Bittersalz in Spalten abgesetzt. Secundär entstehen dann noch durch Oxydation des Markasits, sowie unter Mitwirkung der atmosphärischen Feuchtigkeit und des von oben stammenden Kalkes Eisenvitriol, Schwefel in flächenreichen Krystallen, Gyps, Copiapit, sowie Apatelit- und Karphosiderit-(Pastreit-) ähnliche Producte.

W. Bruhns.

M. Weibull: Om kalken vid Tennberget. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 73—93. 1896.)

Wie zuerst TÖRNEBOHM bemerkt hat, ist der am Tennberg in Dalarna anstehende Kalkstein auf allen Seiten von Granit umgeben, und überall an der Grenze zwischen den beiden Felsarten hat sich eine Contactzone kalkreicher Silicate, wie Wollastonit, Vesuvian und Granat ausgebildet.

WEIBULL giebt von dem erwähnten Granit eine ausführliche Beschreibung, auf die näher einzugehen, an dieser Stelle zu weit führen würde. Nur so viel sei erwähnt, dass ein Biotitgranit vorliegt, welcher in der Nähe des Contactes ein mittleres, ziemlich gleichmässiges Korn aufweist, einige hundert Meter davon entfernt jedoch sehr grobkörnig ist und porphyrisch ausgebildete, bis ein paar Centimeter lange Feldspathindividuen enthält.

Der meist sehr feinkörnige Kalkstein ist von licht blaugrüner Farbe. Wo Streifen von Vesuvian und Granat ihn durchsetzen, wird er mehr grobkörnig und nahezu rein weiss. Die grüne Farbe rührt daher, dass der Kalk zahllose mikroskopische Diopsidkörnchen umschliesst. Kalk, welcher gänzlich frei war von derartigen Beimengungen, wurde nicht beobachtet; selbst der weisse Kalk enthielt Diopsidkörner, deren Farbe jedoch fast weiss war. Dagegen ist der Kalkspath selbst, chemisch betrachtet, sehr rein, so dass nur geringe Spuren von Eisen, Mangan und Magnesia nachzuweisen waren. Mitunter sind an ihm schon mit blossem Auge Druckphänomene deutlich zu erkennen, besser jedoch treten dieselben unter dem Mikroskop hervor. Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse sind bisweilen so zahlreich, dass fast $\frac{1}{2}$ der Schlißfläche davon eingenommen wird. Ausser dem schon erwähnten Diopsid sind die in dem Kalkstein vorkommenden Mineralien Wollastonit, Vesuvian, Granat, Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas (?) und Quarz, denen der Autor eine eingehende Besprechung zu Theil werden lässt.

Die Entstehung des Kalksteins und der begleitenden charakteristischen Mineralien ist nach WEIBULL's Meinung „wahrscheinlich“ auf folgende Weise vor sich gegangen: „Bei der Granitruption ist ein grösseres Stück von dem Kalk, welcher die Eruptionsspalte umgab, losgerissen und dem Granitmagma eingebettet worden; zufolge seines geringeren specifischen Gewichts ist hierbei der Kalk nicht zu Boden gesunken, sondern hat in dem Magma geschwebt. Währenddem ist der Kalk mechanisch und chemisch aufgelockert (vielleicht kausticirt!) worden, worauf die Bildung der cha-

rakteristischen Contactmineralien vor sich gegangen ist durch Metamorphose schon vorhandener Mineralien und unter Mitwirkung pneumatolytischer Exhalationen des Granits. Alsdann erfolgte eine letzte Krystallisation von Calcit aus den vom Granitcontact herrührenden CO_2 -haltigen Lösungen, und zuletzt ist ein Absatz von Quarz (in Spalten) vor sich gegangen.“

J. Martin.

K. Winge: Om diabas-granitgångar vid Brefven. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 187—200. 1896.)

Wie schon aus der Bezeichnung zu entnehmen ist, gehört der auf den Kartenblättern Brefven und Claestorp gelegene Diabas-Granitgang zur Kategorie der „gemischten Gänge“. Von den bisherigen Erklärungsversuchen für derlei Bildungen ist keiner auf den Brefven-Gang anwendbar, welcher von der gewöhnlichen Art der Gänge dadurch sich unterscheidet, dass der petrographische Charakter weniger in der Querrichtung als in der Längsrichtung des Ganges wechselt.

Unter den verschiedenen Gesteinsarten, welche den Brefven-Gang zusammensetzen, kann man „drei Haupttypen“ unterscheiden: „Olivindiabas, intermediäres Gestein, schwankend zwischen Diabas und Granit, sowie Granit (Granophyr)“. Die zwischen dem Olivindiabas und Granit bestehenden Übergänge „deuten mit Bestimmtheit darauf hin, dass ein genetischer Zusammenhang zwischen den genannten Felsarten besteht, dass sie Differentiationsproducte aus demselben Magma sind“, von dem Verf. annimmt, dass es „schon von vornherein heterogen, im Eruptionsherd differenzirt“ gewesen sei.

Im Anschluss an den Brefven-Gang werden noch einige analoge Vorkommnisse namhaft gemacht. Betreffs der Altersfrage ist Verf. geneigt, die Entstehung des Brefven-Ganges in die präcambrische Zeit zu verlegen.

J. Martin.

F. Svenonius: Några bidrag till belysning af eruptivens betydelse för fjällbildningarna. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 317—345. Taf. 6. 1896.)

Die Arbeit bezweckt den Nachweis, dass die krystallinischen Gesteine, deren Schieferstructur man auf Rechnung des Regionalmetamorphismus zu setzen pflegt, mehr oder weniger direct eruptiven Ursprungs sind.

SVENONIUS sah sich zu dieser Auffassung wesentlich durch das Studium des Ruotevarit veranlasst, dessen schieferige Varietäten mit den zweifellos eruptiven massigen Vorkommnissen so innig verknüpft sind, dass sie gleichfalls für ursprüngliche eruptive Gebilde in Anspruch genommen werden müssen. Bestärkt wurde er in dieser Ansicht durch die Entdeckung eines anderen, weit jüngeren Gesteins, BRÖGGER's Dellenit, der trotz seiner ausgezeichneten Schieferstructur ohne jeden Zweifel auf eruptivem Wege entstanden sein soll. In analoger Weise wie der Ruotevarit

hat der Olivinfels in Norrland oft solch schieferige Abarten aufzuweisen, dass man sie für Sedimente halten möchte. Jedoch mit Rücksicht auf die beiden ersterwähnten Gesteine und angesichts der vielen echt plutonischen Züge, welche der Mehrzahl der Olivinfelsvorkommnisse anhaften, trägt Verf. kein Bedenken, auch diese Felsart zum grössten Theil als rein eruptiv zu betrachten, wenngleich durch verschiedene Kräfte, vielleicht nicht zum wenigsten durch Druck, eine theilweise Veränderung des Gesteins bewirkt sein möchte. In gleicher Weise zeigt er sich geneigt, die wechselreichen Hornblendeschiefer, ja selbst die Granulite, Gneisse und gneissähnlichen Glimmerschiefer als mehr oder weniger rein eruptive Bildungen zu deuten und glaubt durch diese Betrachtungsweise verschiedene Schwierigkeiten im Fjällproblem aus dem Wege räumen zu können.

J. Martin.

M. Weibull: Om gedritskiffer från Södra Dalarna. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 377—385. 1896.)

Der Gedritschiefer der südlichen Dalarna ist eine lichtgraue, feinkörnige, stark quarzhaltige Felsart, welche von Hornblendestengeln in quast- und sternförmigen Büscheln durchwachsen ist. Im übrigen lässt sich mit blossem Auge nur noch Biotit erkennen. Zu diesen Mineralien gesellen sich bei mikroskopischer Betrachtung Feldspath (Albit und Orthoklas), Apatit und Magnetit; letzteres Mineral, sowie Zirkon ausserdem, jedoch sehr selten, in Form von Einschlüssen in Quarz.

Der Gedrit wird vom Verf. eingehend auf seine optischen und chemischen Eigenschaften geprüft, und im Anschluss hieran wird auf die nahen Beziehungen hingewiesen, welche zwischen gewissen Gedriten und Glaukophan bestehen. „In Kürze gesagt, zum Gedrit steht der Glaukophan chemisch in der Relation, dass das sogen. Glaukophansilicat mehr dominirt, während das Hornblendesilicat zurücktritt, gleichzeitig wird die Symmetrie des Minerals merklich geändert, so dass die Elasticitäts- und Krystallaxen nicht mehr zusammenfallen.“

J. Martin.

W. Ramsay: Urtit, ein basisches Endglied der Augitsyenit-Nephelinsyenit-Serie. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 459—468. 1896.)

„Verf. hat in dem Massiv Lujavr-Urt auf der Halbinsel Kola bedeutende Mengen einer Nephelinpyroxenfelsart angetroffen, welche anfänglich Ijololith benannt wurde (W. RAMSAY und V. HACKMANN, dies. Jahrb. 1896. I. -255—263-). Eine nähere Untersuchung des Pyroxen zeigte indessen, dass derselbe Ägirin ist. Die Felsart würde dieserhalb Ägirinijolith benannt werden können, aber da sie ein Magma von anderem chemischen Typus repräsentirt als die Ca O-reichen Ijolithen von Iiwaara und Umptek (p. 460), so schlägt Verf. für dieselbe einen ganz neuen Namen Urtit vor, gebildet nach dem letzten Theil des Namens Lujavr-Urt. Quantitative Analysen der Felsart (p. 462) stehen in voller Übereinstimmung mit demjenigen

Resultat, welches die petrographische Untersuchung ergeben hat, und man kann mit ihrer Hilfe folgende procentische mineralogische Zusammensetzung für den Urtit berechnen: Ägirin ca. 12—16%, Nephelin ca. 82—86%, Apatit ca. 1,5—2% (Tabelle p. 464).

Der Urtit entspricht sowohl chemisch wie mineralogisch einem solchen basischen Endglied, welches BRÖGGER voraussetzt für die Ganggesteins-Serie: Grorudit-Tinguait und die Tiefengesteins-Serie: Augitsyenit-Nephelinsyenit, und dessen chemische Zusammensetzung er berechnet (p. 463). Nach seiner Structur und nach seinem Auftreten ist der Urtit ein Tiefengestein.“

J. Martin.

G. Nordenström: Förekomst af brännbar gas i malmgrufvor. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 637—640. 1896.)

Gelegentlich einiger Bohrungen, die in den Gruben am Ämmeberg und in Dannemora angestellt wurden, entströmten den Bohrlöchern brennbare Gase. Nach den von SÄRNSTRÖM vorgenommenen Analysen ist die Zusammensetzung dieser Gase folgende:

Ämmeberg-Gas		Dannemora-Gas	
CH ₄	51,0%	CH ₄	33,6%
C ₂ H ₄	0,5	N	66,4
CO ₂	1,5		100,0%
CO	1,2		
H	1,0		
N	44,8		
	100,0%		

Wodurch die Gasbildung verursacht wird, konnte bisher nicht ermittelt werden. Sicher ist nur so viel, dass dieselbe nicht, wie in anderen Fällen, von einem im Wasser vermoderndem Holzwerk herrührt.

J. Martin.

J. E. Hilsch: Kaukasische Quarzbasalte mit abweichend entwickelten Feldspathen und Augiten. (Min. u. petr. Mitth. 17. 285—286. 1897.)

Die Eigenthümlichkeit der an der Strasse von Wladikawkas nach Tiflis zwei Fahrstunden südlich von Neu-Lars in Form einer Kuppe und in der nördlich von der Station Kasbék gelegenen Darialschlucht gangförmig auftretenden Basalte beruht darin, dass die Plagioklase einen unregelmässig rundlichen Kern aus Andesin-Labradorit haben, der später weitergewachsen ist. Die wie der Kern zonar struirte Hülle ist im Durchschnitt kalkreicher als der Kern. Der Augit hat öfters einen theilweise resorbirten Hypersthenkern. Die Quarze sind theilweise resorbirt und mit Augitkränzen umsäumt.

Die Entstehung dieser Verhältnisse wird erklärt durch die supponirte Mischung andesitischen und basaltischen Magmas.

G. Linck.

C. A. Mac Mahon: Notes on a Biotite-Cyanite-Cordierite-Rock from the Upper Satley Valley, N. W. Himalayas. (Min. Mag. 11. No. 51. 141—145. Mit 5 Fig. auf 1 Taf. 1897.)

Verf. fand einen Block dieses holokrystallinen Gesteins, das in situ nicht bekannt ist, 80 miles nordöstlich von Simla. In der Nähe steht viel Granit an, es ist also wohl zweifellos ein Contactgestein. Neben den im Titel genannten Mineralien enthält es accessorisch Apatit und Rutil. $G. = 2,92$. Der Biotit wird von heisser Salpetersäure vollkommen zersetzt und es bleibt amorphe Kieselsäure von der Form der Glimmerblättchen zurück. Der Cyanit ist vielfach von einem Mantel von Sillimanitnadeln umgeben, die auch oft in der Nähe vorhanden sind. Cordierit ist immer allotriomorph. Brechungscoefficient zwischen 1,538 und 1,547. Die Bestandtheile des Cordierit wurden chemisch nachgewiesen. Apatit bildet Körner und mikroskopische Prismen. Rutil liegt häufig im Biotit, seltener im Cordierit, selten im Cyanit. Sehr sparsame Erzkörnchen. Bemerkungen über die Entstehung des Gesteins als Contactgestein machen den Schluss.

Max Bauer.

G. T. Prior: Note on the Occurrence of Rocks allied to Monchiquite in the Island of Fernando Noronha. (Min. Mag. 11. No. 52. 171—175. 1897.)

Verf. giebt eine Übersicht über die bishèr bekannten Vorkommen des Monchiquits und vergleicht die von ihm beschriebenen Gesteine besonders mit den hierhergehörigen sog. Trachybasalten BORCKY's aus dem böhmischen Mittelgebirge. Das Vorkommen in Gängen ist bei einigen derselben constatirt, bei anderen nicht; sie stehen wie die entsprechenden böhmischen Gesteine mit Phonolithen und Nephelinbasalten in Verbindung, doch sind die Altersverhältnisse nicht ganz klar und es ist zweifelhaft, ob auch auf der genannten Insel die Monchiquite die jüngsten Bildungen darstellen, wie das in Böhmen der Fall ist. Die Structur ist bei allen porphyrisch. Eine Varietät von grauer Farbe hat eine dichte, u. d. M. aus farbloser isotroper Basis mit Mikrolithen von Augit und Hornblende, zuweilen in radialer Anordnung, und wenig Magneteisen bestehende Basis mit Einsprenglingen von Hornblende- und Augitprismen und zeolithisirtem Nosean; in dem Augit und der Hornblende liegen einzelne Magnetitkörnchen und Apatitnadelchen. Eine andere Varietät ist schwarz, glasig, wie im vorhergenannten Gestein mit Einsprenglingen von Hornblende und Augit und Nosean, der aber weniger zersetzt ist. Auch die Grundmasse ist ähnlich wie dort, aber mehr glasig. Beide Varietäten wurden zwischen Cotton Tree Bay und Look-out Hill (Atalaia Grande) gesammelt. Eine dritte, am Fusse dieses Hügels, einen Gang bildend, ist schwarz, glasig, mit porphyrischem Augit und zersetztem Olivin; Hornblende und Nosean fehlen. Schwarze, glasig aussehende Gesteine in Gängen an der Sponge Bay haben Augit, Hornblende und zersetzten Olivin als Einsprenglinge in der Grundmasse, daneben viel blauem Hauyn; die Grundmasse ist u. d. M. ähnlich

wie oben. Alle diese Gesteine enthalten keinen Feldspath. Ein solches von der Sponge Bay, dicht schwarz, nicht so ausgesprochen porphyrisch, enthält solchen in der Grundmasse. Andere, grau, dicht, enthalten viel leistenförmige Feldspathkryställchen in der isotropen Grundmasse, der grosse Augite und Hornblendes eingewachsen sind. Verf. stellt eine ausführliche Arbeit über diese Gesteine in Aussicht, die von Analysen begleitet sein soll.

Max Bauer.

E. Cohen: Turmalinhornfels aus der Umgebung der Capstadt. (Min. u. petr. Mitth. 17. 287—288. 1897.)

Das beschriebene, zu einem Drittel aus Quarz und zwei Dritteln aus Turmalin mit untergeordneten Mengen Magnetit bestehende Gestein gehört zum Contact des Granits vom Seapoint am Fusse des Lions Head. (Dies. Jahrb. 1874. 477 ff.)

G. Linck.

Wohltmann: Die Bedeutung der chemischen Bodenanalyse für die Anlage von Pflanzungen und die Kamerunböden. (Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn 1897. 54—67.)

—, Die Ergebnisse der chemischen Untersuchung deutsch-ostafrikanischer Böden. (Ebenda 1897. 108—123.)

Verf. erörtert die Methoden der chemischen Bodenuntersuchung zur Beurtheilung der Ertragsfähigkeit und giebt Anleitung zur Anstellung der Untersuchungen sowie zur Entnahme geeigneter Bodenproben. In einer Anzahl von Tabellen sind die Resultate seiner Untersuchungen an Kameruner und deutsch-ostafrikanischen Böden aufgeführt. **W. Bruhns.**

1. C. H. Smyth: Alnoite containing an uncommon Variety of Melilite. (Amer. Journ. of Sc. 146. 104—107. 1893.)

2. —, Note on recently discovered Dikes of Alnoite at Manheim N. Y. (Amer. Journ. of Sc. 152. 290—292. 1896.)

1. Ein vom Verf. nach Untersuchungen an unfrischen Stücken früher (dies. Jahrb. 1890. I. -290-) als Peridotitgang bezeichnetes Gestein von Manheim N. Y. (die im Referat l. c. nicht mitgetheilte, von SMYTH ausgeführte Analyse ergab $\text{SiO}_2 = 33,80\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6,84\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 12,26\%$, $\text{CaO} = 9,50\%$, $\text{MgO} = 21,38\%$, Glühverl. $15,20\%$, spec. Gew. 2,732) erwies sich in frischeren Stücken als Alnöit, aufgebaut aus sehr viel Olivin, dunkelbraunem Biotit, Melilith, Perowskit und Magnetit. Der Melilith zeigt, wenn er frisch ist, die typische Plockstructur, erscheint im Schliff gewöhnlich in 0,25—0,5 mm in der Länge erreichenden Leisten, seltener in quadratischen Querschnitten, ist gelblich bis farblos durchsichtig, seine Doppelbrechung ist höher als gewöhnlich (in dünnen Schnitten gelb I. Ordnung), sein optischer Charakter ist im Gegensatz zu den gewöhnlich bei gesteinsbildenden Melilithen beobachteten Verhältnissen in den meisten

Fällen positiv, optisch negative Individuen konnten nur vereinzelt aufgefunden werden.

2. Von zwei in der Nähe des oben beschriebenen Alnötiganges neu aufgefundenen Gängen stimmt das Material des schmäleren völlig mit dem ersten Alnöt von Manheim überein; ein dickerer ca. 2 m mächtiger ist viel grosskörniger und besteht in den centralen Theilen wesentlich aus idiomorphem, tiefrothbraunem Biotit und Olivin, der völlig serpentinisirt ist; dazu kommt Apatit, Magnetit, Perowskit. Das Gestein ist im Allgemeinen stark verwittert, und der weit vorgeschrittenen Zersetzung wird wegen der geologisch und petrographisch überaus nahen Beziehungen dieses Ganges zu den beiden typischen Alnötigängen das völlige Fehlen des Melilithes zugeschrieben. Ein Salband ist gegen das Nebengestein und gegen grosse schmale Einschlüsse des Nebengesteins im Gange selbst („horses“) entwickelt: in einer überaus feinkörnigen Grundmasse, die bisweilen direct an ein verändertes Glas erinnert, liegen Einsprenglinge von Biotit und zersetztem Olivin. Milch.

L. V. Pirsson: Complementary Rocks and Radial Dikes. (Amer. Journ. of Sc. 150. 116—121. 1895.)

Als „Complementär-Gesteine“ werden nach dem Vorgange BRÖGGER's die durch Differenzirung des Hauptmagmas entstandenen, ein Tiefengestein begleitenden saureren und basischeren Intrusivgesteine bezeichnet (ROSENBUSCH's Ganggesteine) und als gemeinsamer Name für die saureren Glieder die Bezeichnung Oxyphyr (nach Analogie der Bezeichnung Lamprophyr für die basischeren) vorgeschlagen. Es wird sodann auf die Radialstellung dieser Gänge gegen das Tiefengestein und ihr Eindringen in das Nebengestein aufmerksam gemacht; der Zusammenhang der durch Intrusivmassen ausgefüllten Spalten mit der Eruption des Haupttheiles des Magmas wird für viele Fälle zugegeben, aber für viele andere Fälle bestritten, da die im Beginn der Eruption entstandenen Spalten [zum grössten Theile, d. Ref.] mit dem Magma der Hauptmasse erfüllt sein müssten. Der Beweis, dass viele der Complementärgesteine einer späteren Periode der eruptiven Thätigkeit angehören, wird in der oft beobachteten Thatsache gefunden, dass derartige Gänge unter Entwicklung eines typischen Salbandes Apophysen des Tiefengesteines ebenso durchsetzen wie das Nebengestein, in das diese Apophysen injicirt sind, und mit einem Salband versehen in dem Massiv selbst auftreten. Diese Spalten haben sich im Tiefengestein wie in dem durch die Intrusion dieser gewaltigen Masse erhitzten Nebengestein durch Abkühlung gebildet; inzwischen hat der noch in der Tiefe zurückgebliebene Rest des Magmas Zeit, sich weiter zu differenziren und gerade die mit einem Salband versehenen, also jüngeren Gänge stellen die reinsten Typen der Complementärgesteine dar. Gewöhnlich überwiegen in diesen Fällen die Oxyphyre im Tiefengestein selbst, die Lamprophyre in dem Nebengestein; hierfür findet Verf. die Erklärung erstens in dem Umstande, dass bei einer Differenzirung des Magmas sich

die basischen Theile in der Regel am Rande ansammeln und daher beim Emporsteigen in die peripherischen Theile des injicirten Gebietes gelangen, und sodann in der Thatsache, dass saure Gesteine bei sinkender Temperatur schnell zähflüssig werden, so dass sie nur in den stärkst erhitzten und daher bei der Abkühlung noch wärmer bleibenden centralen Theilen, dem Tiefengestein selbst, emporsteigen können, während die länger leichtflüssig bleibenden basischen Gesteine auch in die weniger stark erhitzten, dem Kern benachbarten Sedimente eindringen können. **Milch.**

W. H. Weed and L. V. Pirsson: *Geology of the Castle Mountain Mining District, Montana.* (Bull. of the U. S. Geol. Surv. 139. 164 S. 17 Taf. 14 Textfig. 1896.)

Als Castle Mountain District ist ein Gebiet zwischen $110^{\circ} 15'$ und 111° westlicher Länge und $46^{\circ} 20'$ und $46^{\circ} 26'$ nördlicher Breite in Meagher County Montana zusammengefasst ($1\frac{1}{2}^{\circ}$ nördlich vom Yellowstone Park gelegen); das Gebiet liegt zwischen zwei Hauptketten der Rocky Mountains, der Big Beltkette im Westen und der Little Beltkette im Osten und ist in allen Theilen über 5000' hoch. Castle Mountain erhebt sich als orographisch selbständige, flachgipfelige Masse in der Mitte des Gebietes, im Westen und Norden durch die Quellflüsse des Smith River, im Osten und Süden durch die Quellflüsse des Musselshell River, zweier Nebenflüsse des Missouri, begrenzt. Im Grundriss gleicht Castle Mountain, der sich im Elk Peak bis zur Höhe von 8600' erhebt, einer Hantel, indem der höhere westliche Haupttheil durch ein Plateau mit einem Kalkrücken im Osten verbunden ist.

Castle Mountain ist ein erodirter Vulcan; durch Abtrag ist sein Inneres blossgelegt, ohne dass jedoch die Oberflächenergüsse und Tuffe schon völlig entfernt sind. Die gewaltige Granitmasse, die den westlichen Haupttheil des Gebirges zusammensetzt, hat gefaltete Sedimente durchbrochen, ebenso die weniger mächtige Dioritmasse, die im Osten auftritt. An der Nordseite finden sich Lavaergüsse und Tuffe, im Süden verhüllt Moränenmaterial bis zu einem gewissen Grade die Structur des Gebirges.

Im Zusammenhange mit den umgebenden Gebirgen betrachtet ist Castle Mountain ein Theil des äusseren Randes der Cordillere: das Gebirge gehört zu den Antiklinalen der Belt Ranges, zwischen denen es liegt und die sich durch einen Kern von algonkischen Gesteinen von den südlich liegenden Beartooth und Snowy Ranges unterscheiden; diese besitzen einen Kern von archaischen Gesteinen, algonkische Gebilde fehlen ihnen durchaus. An dem Castle Mountain-District haben beide Beltketten Antheil: das von algonkischen Gesteinen eingenommene Gebiet westlich vom eigentlichen Castle Mountain ist der Ostflügel einer zur (westlich liegenden) Big Belt-Kette gehörenden Antiklinale, die vom Granit des Elk Mountain plötzlich abgeschnitten wird; der Südwesttheil des Gebirges selbst wird von einer schmalen Falte gebildet, die das Ende der erwähnten grösseren Falte bezeichnet; der Nordtheil des Gebirges und das vorgelagerte Volcano-Thal, in dem auf weite Strecken der algonkische Kern zu Tage tritt, ist ein

Theil der breiten zur Little Belt-Kette gehörenden Antiklinale, die östlich, vom Castle Mountain beginnend, sich rasch V-förmig nach Norden erweitert. Zwischen diesen grossen Antiklinalen, die das eigentliche Gebirge begrenzen, liegen noch kleinere, die theilweise von den Eruptivgesteinen zerbrochen sind. Südöstlich von Castle Mountain endlich, zwischen diesem Gebirge und den Crazy Mountains liegt eine breite Synklinale, die wesentlich von jüngeren Gesteinen, Kreide und besonders Livingston beds, eingenommen wird.

Die wichtigsten, von den Verf. über die Entwicklung der Sedimente des Castle Mountain-Districtes und die geologische Geschichte des Gebietes mitgetheilten Thatsachen lassen sich in folgender Tabelle zusammenfassen:

Diluvium	Blockmantel und Seitenmoränen als Überreste einer älteren (grösseren) und jüngeren (kleineren) localen Vergletscherung.																																																							
Miocän	Smith lake beds. Stauseebildung, vulcanische Thätigkeit in dem Castle Mountain-District.																																																							
Kreide																																																								
	<table border="0"> <tr> <td style="vertical-align: middle;"> <table border="0"> <tr> <td style="padding-right: 10px;">O b e r e Livingston group, z. Th. = Eocän.</td> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2" style="vertical-align: middle;">Mächtige Ästuarien und Süswasserbildungen, Fortdauer der Faltung, vulcanische Thätigkeit in den Crazy Mountains (vergl. dies. Jahrb. 1895. II. 138).</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">U n t e r e Livingston group.</td> </tr> </table> </td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2"><i>Beginn der Faltung.</i> Vulcanische Thätigkeit in den benachbarten Gebirgstheilen.</td> </tr> <tr> <td>Obere Kreide.</td> <td> <table border="0"> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Laramie group.</td> <td rowspan="7" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="7" style="vertical-align: middle;">Marine Küstenbildungen bei zurückweichendem Meer.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Ästuarienbildung.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Montana group.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Fox Hills formation</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Pierre formation.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Colorado group.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Niobrara shaly limestones</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Benton shales.</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>Dakota?</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>Kootanie? = Wealden.</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2"><i>Negative Strandverschiebung.</i></td> </tr> <tr> <td>Juratrias</td> <td>90'.</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2">Ellis limestone. Mariner Jura, Conglomerate und Sandsteine an der Basis Trias?</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2"><i>Transgression.</i></td> </tr> <tr> <td>Unter-Carbon</td> <td>1800'.</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2">Quadrant group. Schwankende Meeresbedeckung, theilweise Gypsbildung.</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2">Madison limestone. Marin.</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2"><i>Positive Strandverschiebung.</i></td> </tr> </table></td></tr></table>	<table border="0"> <tr> <td style="padding-right: 10px;">O b e r e Livingston group, z. Th. = Eocän.</td> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2" style="vertical-align: middle;">Mächtige Ästuarien und Süswasserbildungen, Fortdauer der Faltung, vulcanische Thätigkeit in den Crazy Mountains (vergl. dies. Jahrb. 1895. II. 138).</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">U n t e r e Livingston group.</td> </tr> </table>	O b e r e Livingston group, z. Th. = Eocän.	}	Mächtige Ästuarien und Süswasserbildungen, Fortdauer der Faltung, vulcanische Thätigkeit in den Crazy Mountains (vergl. dies. Jahrb. 1895. II. 138).	U n t e r e Livingston group.				<i>Beginn der Faltung.</i> Vulcanische Thätigkeit in den benachbarten Gebirgstheilen.		Obere Kreide.	<table border="0"> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Laramie group.</td> <td rowspan="7" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="7" style="vertical-align: middle;">Marine Küstenbildungen bei zurückweichendem Meer.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Ästuarienbildung.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Montana group.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Fox Hills formation</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Pierre formation.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Colorado group.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Niobrara shaly limestones</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Benton shales.</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>Dakota?</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>Kootanie? = Wealden.</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2"><i>Negative Strandverschiebung.</i></td> </tr> <tr> <td>Juratrias</td> <td>90'.</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2">Ellis limestone. Mariner Jura, Conglomerate und Sandsteine an der Basis Trias?</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2"><i>Transgression.</i></td> </tr> <tr> <td>Unter-Carbon</td> <td>1800'.</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2">Quadrant group. Schwankende Meeresbedeckung, theilweise Gypsbildung.</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2">Madison limestone. Marin.</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2"><i>Positive Strandverschiebung.</i></td> </tr> </table>	Laramie group.	}	Marine Küstenbildungen bei zurückweichendem Meer.	Ästuarienbildung.	Montana group.	Fox Hills formation	Pierre formation.	Colorado group.	Niobrara shaly limestones	Benton shales.					Dakota?			Kootanie? = Wealden.			<i>Negative Strandverschiebung.</i>		Juratrias	90'.			Ellis limestone. Mariner Jura, Conglomerate und Sandsteine an der Basis Trias?			<i>Transgression.</i>		Unter-Carbon	1800'.			Quadrant group. Schwankende Meeresbedeckung, theilweise Gypsbildung.			Madison limestone. Marin.			<i>Positive Strandverschiebung.</i>	
<table border="0"> <tr> <td style="padding-right: 10px;">O b e r e Livingston group, z. Th. = Eocän.</td> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2" style="vertical-align: middle;">Mächtige Ästuarien und Süswasserbildungen, Fortdauer der Faltung, vulcanische Thätigkeit in den Crazy Mountains (vergl. dies. Jahrb. 1895. II. 138).</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">U n t e r e Livingston group.</td> </tr> </table>	O b e r e Livingston group, z. Th. = Eocän.	}	Mächtige Ästuarien und Süswasserbildungen, Fortdauer der Faltung, vulcanische Thätigkeit in den Crazy Mountains (vergl. dies. Jahrb. 1895. II. 138).			U n t e r e Livingston group.																																																		
O b e r e Livingston group, z. Th. = Eocän.	}			Mächtige Ästuarien und Süswasserbildungen, Fortdauer der Faltung, vulcanische Thätigkeit in den Crazy Mountains (vergl. dies. Jahrb. 1895. II. 138).																																																				
U n t e r e Livingston group.																																																								
	<i>Beginn der Faltung.</i> Vulcanische Thätigkeit in den benachbarten Gebirgstheilen.																																																							
Obere Kreide.	<table border="0"> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Laramie group.</td> <td rowspan="7" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="7" style="vertical-align: middle;">Marine Küstenbildungen bei zurückweichendem Meer.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Ästuarienbildung.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Montana group.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Fox Hills formation</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Pierre formation.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Colorado group.</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Niobrara shaly limestones</td> </tr> <tr> <td style="padding-right: 10px;">Benton shales.</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>Dakota?</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>Kootanie? = Wealden.</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2"><i>Negative Strandverschiebung.</i></td> </tr> <tr> <td>Juratrias</td> <td>90'.</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2">Ellis limestone. Mariner Jura, Conglomerate und Sandsteine an der Basis Trias?</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2"><i>Transgression.</i></td> </tr> <tr> <td>Unter-Carbon</td> <td>1800'.</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2">Quadrant group. Schwankende Meeresbedeckung, theilweise Gypsbildung.</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2">Madison limestone. Marin.</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="2"><i>Positive Strandverschiebung.</i></td> </tr> </table>	Laramie group.	}	Marine Küstenbildungen bei zurückweichendem Meer.	Ästuarienbildung.	Montana group.	Fox Hills formation	Pierre formation.	Colorado group.	Niobrara shaly limestones	Benton shales.							Dakota?			Kootanie? = Wealden.			<i>Negative Strandverschiebung.</i>		Juratrias	90'.			Ellis limestone. Mariner Jura, Conglomerate und Sandsteine an der Basis Trias?			<i>Transgression.</i>		Unter-Carbon	1800'.			Quadrant group. Schwankende Meeresbedeckung, theilweise Gypsbildung.			Madison limestone. Marin.			<i>Positive Strandverschiebung.</i>											
Laramie group.	}	Marine Küstenbildungen bei zurückweichendem Meer.																																																						
Ästuarienbildung.																																																								
Montana group.																																																								
Fox Hills formation																																																								
Pierre formation.																																																								
Colorado group.																																																								
Niobrara shaly limestones																																																								
Benton shales.																																																								
	Dakota?																																																							
	Kootanie? = Wealden.																																																							
	<i>Negative Strandverschiebung.</i>																																																							
Juratrias	90'.																																																							
	Ellis limestone. Mariner Jura, Conglomerate und Sandsteine an der Basis Trias?																																																							
	<i>Transgression.</i>																																																							
Unter-Carbon	1800'.																																																							
	Quadrant group. Schwankende Meeresbedeckung, theilweise Gypsbildung.																																																							
	Madison limestone. Marin.																																																							
	<i>Positive Strandverschiebung.</i>																																																							

Devon	145'.	
	Three Fork shales.	} Schwankende Meeresbedeckung; die vorhandenen Sedimente lassen auf Wechsel von tieferem und flacherem Meere schliessen.
Silur	715'.	
	Jefferson limestone.	
Cambrium	2475'.	
	Gallatin limestone.	
	Flathead. Küstenbildung; Quarzite, Conglomerate.	
	<i>Transgression.</i>	
Algonkian	3000'.	
	Beltgroup. Marine Seichtwasserbildung.	

Die vulcanische Thätigkeit im Castle Mountain hat folgende Gesteine hervorgebracht:

- I. Eine grössere 1. Granitmasse und eine kleinere 2. Dioritmasse, Tiefengesteine, die den Kern des Vulcans bilden.
- II. Lagergänge und Gänge, als porphyrische Gesteine zusammengefasst, theils Apophysen des Tiefengesteins in das Nebengestein, theils Spaltungsproducte des gemeinsamen Magmas. [Die nicht zur Eruption des Castle Mountain gehörigen älteren Eruptivgesteine treten gleichfalls in dieser Form auf.]
- III. Producte der vulcanischen Thätigkeit im engeren Sinne: Effusivgesteine und Tuffe.

Die vom Verf. für die Eruptivgesteine gewählten Bezeichnungen weichen von den üblichen ab, da der Grundsatz, dass eine petrographische Nomenclatur das geologische Alter nicht berücksichtigen dürfe, an den durchweg tertiären Gesteinen der Castle Mountain-Eruption streng durchgeführt wird. Als Granit wird die stockförmige Centralmasse bezeichnet, weil sie (bei der entsprechenden Zusammensetzung) körnig struirt ist und die Gemengtheile mit dem unbewaffneten Auge wahrgenommen werden können. Feinkörnige, oft einsprenglingsreiche Theile werden (ohne Rücksicht auf ihr geologisches Auftreten, lediglich auf Grund ihrer Structur) als Granitporphyr bezeichnet. Quarzporphyr heissen die porphyrischen Gesteine mit holokrystalliner, dem unbewaffneten Auge nicht auflösbaren Grundmasse, sie finden sich hauptsächlich in den intrusiven Gängen und Lagergängen, doch finden sich auch Effusivgesteine, die ihrer Structur nach (im Sinne PIRSSON'S) Quarzporphyre sind und sich ihrem Habitus nach von den prätertiären Quarzporphyren Deutschlands nicht unterscheiden. Andererseits gehen die Quarzporphyre über in die Rhyolithe, die durch vitrophyrische oder aphanitische Entwicklung charakterisirt sind und sich wesentlich als Ergüsse finden. [Diese Nomenclatur ist im Referat beibehalten.]

I. Tiefengesteine.

1. Granit bildet den inneren Kern und gleichzeitig die Hauptmasse des Castle Mountain; von den alten Graniten unterscheidet er sich auffallend durch ein lockeres Gefüge und eine Fülle miarolithischer Hohlräume, Eigenschaften, die für die oberen Theile eines Lakkolithen, auf den der Gebirgsdruck noch nicht eingewirkt hat, charakteristisch sind.

Auf diese Textur wird die leichte Verwitterbarkeit des Gesteins zurückgeführt, die ihrerseits wieder die domförmige Gestalt des Berges im Grossen, die milden Formen im Einzelnen bedingt; nur am Rande der Hochfläche ist er härter und hier stellen sich die burgähnlichen Pfeiler als Verwitterungsform ein, denen die ganze Gegend ihren Namen verdankt. Das ganze Massiv wird als Lakkolith und nicht als Ausfüllung eines vulcanischen Canals angesprochen, weil der gewaltigen Mächtigkeit eines derartigen Canals — das Granitgebiet beträgt in seinem grössten Durchmesser $8\frac{1}{2}$ (engl.) Meilen, in seiner Breite $4\frac{1}{2}$ Meilen — die Menge der Lavaergüsse in keiner Weise entsprechen würde. Für die Tiefengesteinsnatur des Granites beweisend ist die an den benachbarten Sedimenten jeden geologischen Alters hervorgerufene Contactmetamorphose, sowie das Entsenden von Apophysen in das Nebengestein, die granitporphyrischen und quarzporphyrischen Habitus annehmen, Facies, die sich auch als endomorpher Contact an der Grenze des eigentlichen Granitmassives finden; durch die Einschaltung derartiger sich auskeilender Apophysen werden die Schichten local bisweilen aufgerichtet. Im Granit selbst treten schmale Adern und Gänge von feinkörnigem Aplit auf.

Seiner mineralogischen Zusammensetzung nach ist der Granit ein normaler Hornblende-Granitit, chemisch charakterisirt durch einen geringen Kalk- und Magnesiagehalt, sowie durch seinen bedeutenden Natrongehalt (Anal. III), der den herrschenden Feldspath als Anorthoklas erscheinen lässt. Structurell ist seine Tendenz, porphyrische Structuren zu entwickeln, hervorzuheben. In seiner typischen Form enthält der Granit 1 cm grosse, $\frac{1}{2}$ cm breite Feldspathe (Carlsbader Zwillinge) in grosser Menge in einer Grundmasse, die für sich einen feinkörnigen Granit bildet, dessen Gemengtheile durchschnittlich 1 mm Durchmesser besitzen; diese Ausbildung ist geologisch und petrographisch ohne Grenze durch alle möglichen Zwischenglieder mit typisch granitporphyrisch ausgebildeten Gesteinstheilen verbunden. Auch in der granitischen Ausbildung enthalten die Quarze Glaseinschlüsse, oft in der sogen. Dihexaëderform, ebenso findet sich schon hier die Neigung des Quarzes zu selbständiger Begrenzung, also Anklänge an die panidiomorphe Structur sowie die Anfänge einer roh schriftgranitischen Anordnung. Die grossen Feldspathe sind jünger als Biotit und Hornblende und enthalten sogar Quarzkörner. Durch Kleinerwerden des Kornes der (scheinbaren) Grundmasse, bei Erhaltung der hypidiomorphen Anordnung (oder bei Entwicklung der mikropoikilitischen Structur, oder auch durch Ausbildung der schriftgranitischen Structur in ihr, wobei schriftgranitisch verwachsene Partien nicht nur die grossen Gemengtheile umgeben, sondern auch selbständig auftreten, entstehen granitporphyrische Gesteine, die dieselben grossen Feldspathe enthalten wie die Granite, auch Quarz tritt in grossen Körnern auf. Der Granit enthält besonders dort, wo er granitporphyrische Structurfacies annimmt, differenzirte Massen, die bei einem Durchmesser von einigen Zoll bis zu mehreren Fuss bald feiner-, bald gröberkörnig als das Hauptgestein sich durch Zurücktreten oder Fehlen der grösseren Kalifeldspathe, dichtere

Textur und schaligen Bau, bisweilen auch durch dunklere Farbe auszeichnen und sich durch ihren geringeren Gehalt an SiO_2 , sowie die bedeutenden Mengen von CaO , Fe^2O^3 und FeO als eine zwischen Syenit und Diorit stehende Constitutionsfacies darstellen (Anal. s. u. X) und von den Verf. nach Mineralbestand und Structur mit einem feinkörnigen Hornblende-Glimmer-Syenit verglichen werden. Für ihre Entstehung wird eine Differenzirung im Magma angenommen, die zunehmende Viscosität bei der Abkühlung verhinderte eine Mischung der chemisch verschiedenen Theile. Die Hohlräume im Granit erreichen höchstens 1—2 Zoll Länge; sie sind erfüllt von wohl ausgebildeten Quarzen und Kalifeldspathen, secundäre Minerale fehlen in ihnen durchaus.

2. Diorit. Nur wenig östlich vom Granit, aber von diesem an der Oberfläche durch eine Sedimentzone getrennt, tritt eine ca. 1 (engl.) Meile im Durchmesser besitzende Dioritmasse auf, für die nach ihrem ganzen Habitus, Verwitterung, Führung von feinerkörnigen rundlichen Massen etc. eine Verwandtschaft mit dem Granit angenommen wird.

Im centralen Theil ist der Diorit ein grobkörniger Augit-Biotit-Diorit; zu dem Augit mit Diallaghabitus gesellt sich noch sehr heller Hypersthen mit schwachem Pleochroismus; die beiden Pyroxene erscheinen oft nach (100) gesetzmässig verwachsen. Der Plagioklas erweist sich in den meisten Fällen als Oligoklas, seltener als Andesin, auch der bedeutende Alkaligehalt der Bauschanalyse des Gesteins (s. u. Anal. XI) weist auf saure Feldspathe hin; der bedeutende Gehalt an Kali nähert das Gestein gewissen Syeniten.

Nach der Peripherie zu wird das Gestein lichter; der Quarz nimmt zu, Hypersthen verschwindet, Hornblende tritt an die Stelle des Augit, Glimmer nimmt zu, es entsteht ein Hornblende-Biotit-Quarz-Diorit (SW. von Blackhawk, NO. des Massivs). An der Westgrenze erscheint das Gestein porphyritisch, grosse Plagioklase liegen in einem feinkörnigen Gemenge von Biotit, Hornblende, Kalifeldspath und Quarz, erscheint also als Übergang zu Quarz-Dioritporphyrit. Auf den ersten Blick erinnert dieses Gestein der Westgrenze an die Granite, mit denen es auch die Felsenbildung bei der Verwitterung theilt.

Der südliche Theil des Massivs besteht aus gleichfalls bei der Verwitterung Felsen bildendem Gestein, das als typischer Granitporphyr bezeichnet wird und dieselben basischen Constitutionsfacies enthält wie das grosse westliche Granitmassiv. Verf. geben die Möglichkeit zu, dass dieses Gestein eine Apophyse von dem grossen Granitmassiv sei, also nicht zu dem Diorit gehöre, halten es jedoch für wahrscheinlicher, dass in ihm eine locale Differenzirung des dioritischen Magmas vorliegt. Im Allgemeinen halten sie den Diorit für älter als den Granit, da er von zahlreichen granitischen Gängen von der Zusammensetzung des Hauptgranites durchschwärmt wird, während Gänge von dioritischer Beschaffenheit dem Granit durchaus fehlen.

Contactmetamorphose: a) Endomorph: Granit wie Diorit wird nach der Grenze zu feinkörnig; auf eine Entfernung von 20 Fuss

durchläuft das granitische Magma alle Stadien vom Granit durch grobkörnigen Granitporphyr, Granitporphyr mit feinkörnigerer panidiomorpher Grundmasse bis zu „Quarzporphyr“ mit denselben, aber weniger zahlreichen Feldspathen wie der Granit in makroskopisch dichter Grundmasse. Auch der Diorit geht durch porphyritische Formen am unmittelbaren Contact in ein Gestein über, das in aphanitischer, mikropoikilitisch struierter Grundmasse grosse Plagioklase enthält. b) Exomorph: Die Belt-Schiefer verlieren ihre Schieferung, werden dichte, hornsteinähnliche Gesteine mit splitterigem oder muscheligen Bruch, erscheinen röthlich oder grünlich (anstatt schwarz oder dunkelgrau) gebändert und werden mit Adinolen des Diabascontactes verglichen. Mikroskopisch unterscheiden sie sich nicht wesentlich von den veränderten Gesteinen. Stärkere Veränderungen im Mineralbestand weisen die Kreideschiefer am Contact auf; äusserlich von den Belt-Hornfelsen nicht zu unterscheiden, zeigen sie im Dünnschliff die Entwicklung von Flecken, die durch Fehlen resp. Concentration der organischen Substanz heller erscheinen, sowie von Biotit und Andalusit. Kalke sind im Contact in theilweise sehr grobkörnigen Marmor umgewandelt und enthalten blass ölgrünen Grossular, braunen Vesuvian, grünen Pyroxen und blassgrünweissen Phlogopit. [Über den Pyroxen vergl. den mineralogischen Anhang.] In diesen contactmetamorphen Kalken treten die Erzlager auf, die zuerst die Aufmerksamkeit auf den Castle Mountain-Bezirk gelenkt haben. Auffallend ist die geringe Breite des Contacthofes, die nirgends $\frac{1}{4}$ (engl.) Meile erreicht.

II. Lagergänge und Gänge. Die Gruppe umfasst 1. Gänge in den Tiefengesteinen selbst, ferner 2. Lagergänge und Gänge, die von den Tiefengesteinen aus in die benachbarten Sedimente hineingehen, und 3. Gänge in dem grossen südöstlichen Kreidegebiet, die ihrer Entstehung nach nicht zu der Castle Mountain-Gruppe, sondern zur vulcanischen Periode der Crazy Mountains gehören.

1. Aplitischer Granit, tritt in schmalen Gängen selten im Granit, sehr häufig im Diorit auf (s. o.), feinkörnig, bestehend aus allotriomorphem Quarz und ungestreiftem Feldspath, etwas Plagioklas in idiomorphen Krystallen und Biotit. Durch Kleinerwerden des Kornes unter Hervortreten von einzelnen grösseren Feldspathen und Quarzen bilden sich Übergänge zum Granitporphyr; grosse Bruchstücke von Feldspath und Biotit sind Einschlüsse aus dem Nebengestein. An der Grenze gegen diese Gänge ist der Diorit stark zersetzt, Ilmenit in Anatas umgewandelt. Chemisch ist das Gestein dieser Gänge dem Hauptgranit sehr ähnlich (Anal. IV).

2. Porphyrische Gesteine treten in unmittelbarer Umgebung des Granites in ungeheurer Menge als Lagergänge, verhältnissmässig seltener als Gänge in den umgebenden Sedimenten auf; besonders die Belt-Schiefer zwischen dem Granit und Diorit, ferner die Belt-Schiefer und Kalke bei Blackhawk sind von derartigen Lagergängen erfüllt; auch in den Kreidegesteinen bei Castle sind sie weit verbreitet; die Mächtigkeit

der Lagergänge geht von 1—4 Fuss. Der Zusammenhang mit dem Granit ist oft direct zu beobachten; bemerkenswerth ist, dass dieselben basischeren Differenzirungen wie im Granit auch in den Lagergängen vorkommen, doch sind sie hier nicht rundlich, sondern linsenförmig und spindelförmig. Die selteneren Gänge besitzen bisweilen grössere Mächtigkeit; es werden Gänge von 12—14 Fuss, sogar einer von 30 Fuss Mächtigkeit beschrieben.

A. Saure Gesteine. Die in den Gängen auftretenden sauren Gesteine schwanken ihrer Structur nach zwischen Granitporphyr und Quarzporphyr; die mächtigeren zeigen in der Mitte die erste, an den Salbändern die zweite Anordnung, während in den viel weniger mächtigen Lagergängen die Structur der Quarzporphyre (in dem oben angegebenen Sinne) herrscht. Mineralogisch und chemisch finden sich bei beiden Arten des Auftretens Übergänge von den sauren Typen durch quarzfreie Porphyre in Porphyrite; Gegenstand der Untersuchung waren wesentlich die Lagergänge. Unter den in dieser Form auftretenden Gesteinen werden unterschieden: a) Quarzporphyr. α . Mikrogranitische Quarzporphyre, dichte, verschieden, aber stets hell gefärbte Gesteine; in der aus ungestreiftem Feldspath und Quarz bestehenden mikrogranitischen Grundmasse liegen zahlreiche, aber nicht zusammengehäufte Einsprenglinge von ungestreiftem Feldspath (Kali-Natron-Feldspath?), Plagioklas, Quarz und Biotit; bisweilen sind die Gemengtheile der Grundmasse allotriomorph begrenzt (Anal. s. u. VI). Dieser Typus ist im eigentlichen Castle Mountain herrschend entwickelt. Etwas anders ausgebildet erscheinen grosse Intrusivmassen nordöstlich ausserhalb des Castle Mountain, am nördlichen Quellfluss des Musselshell River gelegen. Sie sind weiss bis blassrosa gefärbt, die Grundmasse ist weniger feinkörnig, allotriomorph bis mikrogranitisch, Quarz tritt unter den Einsprenglingen zurück, unter denen idiomorphe Täfelchen von Biotit eine grosse Rolle spielen. Die Analyse (s. u. VII) zeigt jedoch eine sehr grosse Ähnlichkeit mit der Zusammensetzung des Porphyrs vom Castle Mountain; offenbar entstammen diese Porphyre demselben Reservoir wie die Castle Mountain-Gesteine. β . Quarz-Turmalin-Porphyr vom Fourmile Creek, Nordabhang des Castle Mountain. Makroskopisch rein weiss, dicht, mit zahlreichen Quarzeinsprenglingen, kleinen Feldspathen und aus radial gestellten Säulchen aufgebauten Turmalinen, seltener mit hellrothem Flusspath. Die Grundmasse ist u. d. M. allotriomorph-körnig, die sauren Plagioklaseinsprenglinge sind besser begrenzt als die Alkalifeldspathe, der Turmalin zeigt O Tiefindigo-blau bis Blaugrün, E Blassröthlichbraun; er sowohl wie Flusspath haben Feldspath verdrängt. Chemisch bei gleichen Alkalien etwas saurer und ärmer an zweiwerthigen Metallen (Anal. II). b. Felsitporphyr (im Sinne TSCHERMAK's, Gesteine, die in einer dichten, aus Quarz und Alkalifeldspath bestehenden Grundmasse nur Feldspatheinsprenglinge, keine Quarze enthalten) tritt in mächtigen Gängen beim Fourmile Creek auf, bisweilen geht er durch Zurücktreten des Quarzes in der Grundmasse und Entwicklung von Hornblende und Plagioklas in basischere Typen über. Die Hornblende ist bisweilen mit Erhaltung ihrer Form durch einen homogenen

Kalkspath ersetzt. Noch basischer durch weiteres Zurücktreten des Quarzes wird ein Gang, der Biotit und Hornblende in der Grundmasse enthält. c. (Feldspath-)Porphyr, Lagergänge und Gänge in der Kreide in der Umgebung der Stadt Castle, den Felsitporphyren nahestehend, aber Quarz spielt auch in der Grundmasse, die bisweilen trachytoide Structur annimmt, nur eine untergeordnete Rolle. Unter den Feldspatheinsprenglingen überwiegt der Alkalifeldspath, grüne Hornblende, begrenzt von (110), (010), (011) und (001), und Biotit als Gemengtheile der ersten Generation (Anal. s. u. VIII). d) Quarzfreier Porphyr (Syenitporphyr, Orthophyr). α . Im Castle Mountain treten Gesteine wesentlich als Gänge auf, die in quarzfreier, trachtyoider Grundmasse Kalifeldspath, Plagioklas, Hornblende als Einsprenglinge enthalten; die Gesteine sind so zersetzt, dass auf eine Analyse verzichtet wurde. β . Porphyre vom Black Butte, einer dem Castle Mountain südwestlich vorgelagerten Höhe, durch ihren Gehalt an grünem, diopsidähnlichem Augit sich basischeren Gesteinen nähernd; die Grundmasse besteht wesentlich aus ungestreiftem Feldspath mit wenig Quarz, die Einsprenglinge sind der erwähnte Augit, ungestreifter Feldspath und saurer Plagioklas, Titanit ist häufig. Ein Lagergang an der Ostseite des Berges zeigt eine aus zwei Generationen aufgebaute Grundmasse: Feldspathe und grüne Hornblende liegen in einem feinkörnigen Gemenge von Kalifeldspath und Quarz. γ . Als dritte Gruppe quarzfreier Porphyre werden die Lagergänge und Gänge aus der südöstlich liegenden Kreide-Synklinale kurz erwähnt; ihre Beschaffenheit — es sind Akmit-Trachyte und Theralithe — beweist, dass sie nicht zur Castle Mountain-Eruption, sondern zu den Gesteinen der Crazy Mountains gehören.

B. Lamprophyre sind selten, es treten nur einige Gänge, ein oder zwei Lagergänge und eine kleine stockförmige Intrusivmasse auf. 1. Augit-Vogesit. Die Hauptmasse des $5\frac{1}{2}$ Fuss mächtigen Ganges vom Fourmile Creek ist feinkörnig, doch sind Spaltungsflächen von Feldspath noch zu erkennen; gegen den Rand wird das Gestein feinkörniger und geht schliesslich in ein $\frac{1}{2}$ Zoll breites, ganz dichtes Salband über. Diopsidartiger Pyroxen, bis 1 mm gross und oft zersetzt, liegt in einer wesentlich aus Alkalifeldspath bestehenden, von dünnen Nadeln einer braunen Hornblende und von titanhaltigem Erz durchspickten Masse, die Kalkspath z. Th. als Zersetzungsproduct, z. Th. aber auch unter Verhältnissen, die schwer an eine secundäre Entstehung glauben lassen, enthält. In den mehr randlich gelegenen feinkörnigeren Theilen finden sich weniger grosse Augite, das $\frac{1}{2}$ Zoll dicke Salband ist unmittelbar am Contact im Schriff undurchsichtig und wird als basisches Glas mit zahllosen ferritischen Globuliten betrachtet, es folgt eine Zone, bestehend aus durchsichtigem Glas mit Mikrolithen, die zum grössten Theil, bis auf Erz, noch unbestimmbar sind, schliesslich wird Feldspath erkennbar, ebenso Augit, und die Structur erinnert an die mancher dichter Basalte; Hornblende scheint im Salbande ganz zu fehlen. Aus der Entwicklung eines glasischen Salbandes wird auf eine relativ späte Intrusion des Ganges geschlossen (Anal. XIII). 2. Minette tritt als

kleine, stockförmige Intrusion an der Mündung des Fourmile Creek in den nördlichen Quellfluss des Smith River auf, sie baut sich auf aus Einsprenglingen von Biotit und accessorisch blassgrüner Hornblende mit kleinem Winkel $c:c$ und schwacher Doppelbrechung in dünnen Säulen in einer Grundmasse von Alkalifeldspath, Biotit nebst Apatit und Erz. Die Hornblende nähert das Gestein den Vogesiten. Das Salband ist ein grünbraunes Glas mit Hornblende und wenig Biotit. 3. Monchiquit. Als Monchiquit, dessen Anwesenheit im Gefolge eines granito-dioritischen Magmas überrascht, wird ein Gang vom Willow Creek bezeichnet, aufgebaut aus makroskopisch sichtbarem Olivin, in einer wesentlich aus Augit (das Centrum grünlich, der Rand purpurbraun mit kleinerem Winkel der Auslöschung und starker Dispersion der optischen Axen) mit Biotit, Apatit und Erz bestehenden farblosen Grundmasse mit bräunlichen Globuliten liegend. Die Grundmasse, theils isotrop, theils Aggregatpolarisation zeigend, enthält keine Andeutungen von Leucit oder Nephelin; aus der Berechnung der Bauschanalyse (s. u. XIV) wird geschlossen, dass das Gestein bei holokrystalliner Entwicklung etwas Feldspath und wohl auch Melilith entwickelt hätte.

C. Diabas, mit den Belt-Schiefern, in denen er als über 20 Fuss mächtiger Lagergang auftritt, gefaltet und daher älter als die übrigen Eruptivgesteine des Gebietes, findet sich mit allen Merkmalen der mesozoischen Diabase der Atlantischen Juratriasgebiete südwestlich vom Granit, sowie in einem ähnlichen Vorkommen im Cañon der Sixteenmile Creek.

D. Gleichfalls älter als die vulcanische Thätigkeit im Castle Mountain sind Tuffe, die sich als dunkelrothe bis lavendelfarbene dichte Massen den Dakota-Schichten eingeschaltet finden und sich u. d. M. als Gemisch von eckigen Quarz- und Feldspathfragmenten mit vulcanischen Glasstückchen darstellen.

III. Ergussgesteine.

A. Rhyolith.

1. Massiger Rhyolith tritt an den Nord- und Westabhängen des Castle Mountain in sehr mächtigen, aber verhältnissmässig kleinen Partien, offenbar den Resten früher weiter ausgedehnter Ströme und Decken, auf; nicht nur die verschiedenen Vorkommen, sondern Theile eines und desselben Vorkommens wechseln in weiten Grenzen nach Farbe, Habitus und Structur. Fluidalstructur ist weit verbreitet; dunklere, etwas basischere Massen, die als Aequivalente der dunklen Massen in den Graniten bezeichnet werden, treten auch in ihnen auf. Die Structur schwankt von holokrystallin porphyrischen Typen, die sich in jeder Hinsicht an gewisse Lagergänge des Castle Mountain unmittelbar anschliessen, bis zu ganz glasigen; sehr verbreitet ist z. B. in dem mächtigen Vorkommen vom Cañon des Fourmile Creek eine stark fluidale, dem Felsophyr von Elfdalen überaus ähnliche Varietät, aufgebaut aus grösstentheils zerbrochenen Quarz- und Feldspatheinsprenglingen in einer aus verschieden gefärbten Bändern zusammengesetzten Grundmasse. Lichtgraue Bänder bestehen aus einem mikrokrystallinen Gemenge von Quarz und Feldspath oder ent-

halten Mikrosphärolithe mit negativem Interferenzkreuz oder senkrecht zur Flussrichtung gestellte positive oder negative Fasern, dunkelgraue Bänder erscheinen kryptokrystallin und gelbliche bestehen aus „Mikrofelsit“, gefärbt durch Ferrit-Globulite. Die Entglasungsproducte, die Sphärolithe und die mikro- bis kryptokrystallinen Grundmassen werden noch der eigentlichen Gesteinsbildung, nicht der Verwitterung zugerechnet; aus Erscheinungen bei künstlich geschmolzenem Glas wird gefolgert, dass sich die Sphärolithe sehr rasch gebildet haben müssen. Sehr interessante Verhältnisse zeigt ein Vorkommen weiter thalabwärts, nahe der Einmündung des Fourmile Creek in den Smith River: das frische, blassgraue, sehr dichte Gestein führt als Einsprenglinge neben Alkalifeldspath und Quarz krystallographisch nicht begrenzten Turmalin von olivenbrauner Farbe mit starkem Pleochroismus. Die Grundmasse ist ein allotriomorphes Gemenge von Alkalifeldspath und Quarz, durchaus der Grundmasse der Musselshell-Porphyre entsprechend. Turmalin soll, zusammen mit Eisenerz, durch Einwirkung von Dämpfen und Gasen aus Biotit hervorgegangen sein. Die Analyse (s. u. I) stimmt auffallend mit der des Quarz-Turmalin-Porphyr vom oberen Fourmile Creek überein. Am Gipfel des Hügels wird das Gestein grobkörniger und den intrusiven Quarzporphyren mit mikrogranitischer Grundmasse überaus ähnlich, weiter nach Osten gleichen die Rhyolithen den intrusiven Felsiten und quarzfreien Porphyren. Nur wenig nördlich von der Hauptmasse, an der Mündung des Fifemile Creek, ist der Andesit als ein durch ferritisches Material rothbraunes Glas mit Feldspath-Mikrolithen, aber ohne Einsprenglinge ausgebildet. Eutaxitisch ist der Strom vom Checkerboard Creek am nordöstlichen Abhang des Castle Mountain: in einer grauen lithoiden Masse liegen kleine Fragmente eines schwarzen Glases von Sandkorngrösse bis zu einigen Zoll im Durchmesser. Die graue Masse besteht aus nicht sehr häufigen Einsprenglingen von Hornblende, Feldspath und Quarz in einer durch zahllose Globulite getrübbten, etwas zersetzten Grundmasse, das schwarze Glas ($\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ des Gesteins) besteht u. d. M. aus einem wasserhellen, nur Eisenerz enthaltenden Glas, das seiner Analyse nach (s. u. V) ein Pechstein ist, der mit den sauren Gesteinen des Castle Mountain sehr gut übereinstimmt. Ausserdem enthält der Strom noch Einschlüsse von Sedimenten und sauren massigen Gesteinen des Castle Mountain in niemals grossen Stücken. Zur Erklärung der Anwesenheit der beiden verschiedenen Gläser wird angenommen, dass ein Theil des Stromes zeitig als Pechstein erstarrte und beim Weiterfliessen von dem noch zähflüssigen Rest zerbrochen wurde.

2. Rhyolithische Breccien und Tuffe sind im Norden und Westen in weiter Verbreitung, aber auch nur als Reste früher viel gewaltigerer Massen vorhanden, bisweilen schwer von Sedimenten zu unterscheiden. Breccien mit viel sedimentärem Material zeigen die Gewalt der Eruptionen, die Tuffe enthalten viel Glas. (Anal. eines Tuffes VIII.)

B. Basalt tritt als letztes, weitaus jüngstes Product der vulcanischen Thätigkeit in weiter Verbreitung nördlich vom eigentlichen Castle Mountain auf. Ein derartiger Strom, der 6 Quadratmeilen bedeckt und noch

in Zusammenhang mit dem Kegel steht, dem er entfloß, dem Volcano Butte, erweist sein sehr jugendliches Alter durch seine Lagerung auf alluvialem Thon; auch die enge Schlucht mit oft senkrechten Wänden, in der ihn der Smith River durchströmt, deutet auf jugendliches Alter. Das Gestein ist ein feinkörniger Basalt mit makroskopisch sichtbaren Olivinen in einem Gemenge von Augit und Plagioklas; zwischen diesen befindet sich etwas Glas und in sehr kleinen Mengen ein farbloses Mineral mit sehr niedriger Lichtbrechung und ganz schwacher Doppelbrechung, vielleicht Nephelin oder optisch anomaler Analcim. Vereinzelt finden sich Quarzkörner mit Pyroxenkränzen. Auf Grund der chemischen Zusammensetzung (s. u. Anal. XIII) betonen die Verf. die Verwandtschaft mit den lamprophyrischen Gängen. Volcano Butte selbst, der sich als 500 Fuss hoher Rest eines Vulcanes über die Ebene erhebt, besteht aus bimsteinähnlichem, breccienartigem Material, vermischt mit schlackigen Bomben, die mit massenhaften Bruchstücken der Belt-Schiefer erfüllt sind und durchsetzt von compacteren Lavaströmen. Sehr wichtig für das Verhältniss der Basalteruptionen zum Castle Mountain ist die Thatsache, dass eine ähnliche Breccie, basaltische Bomben mit basischem Cement, sich auch an den Nordabhängen des Castle Mountain selbst, südlich von der Einmündung des Fivemile Creek, findet und somit auf das Vorhandensein eines späten parasitischen Kegels aus basischem Material hinweist.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO ² . . .	74,90	74,82	72,48	72,38	72,56	72,88	71,67
TiO ² . . .	0,15	0,25	0,32	0,10	0,20	0,45	0,10
Al ² O ³ . . .	13,64	13,80	13,14	14,71	12,33	12,90	15,82
Fe ² O ³ . . .	0,66	0,37	1,66	1,09	0,80	0,74	1,18
FeO	0,50	0,30	1,02	0,82	0,82	1,05	0,35
MnO	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	0,05	Sp.
MgO	Sp.	0,10	0,15	0,70	Sp.	0,75	0,13
CaO	0,61	0,17	1,04	0,67	Sp.	0,81	0,25
Na ² O	4,22	4,33	4,22	4,28	5,36	3,72	4,46
K ² O	4,64	4,81	4,88	4,15	3,08	5,03	4,45
Li ² O	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	—	—	—
H ² O	0,33	0,83	0,42	0,92	4,59	1,22	1,21
Sa.	99,65	99,78	99,33	99,82	99,74	99,60	99,62
Sp. G. . . .	2,61	2,59	2,62	2,61	2,37	2,64	2,60

I. Rhyolith zwischen Fourmile und Fivemile Creek, nahe dem Smith River.

II. Quarz-Turmalin-Porphyr, oberer Theil des Fourmile Creek.

III. Granit, Elk Peak.

IV. Quarzporphyr-Lagergang, Rücken zwischen Fourmile und Checkerboard Creek.

V. Rhyolith-Pechstein, Checkerboard Creek, oben.

VI. Aplitgranit, Gang im Diorit zwischen Blackhawk und Robinson.

VII. Quarzporphyr, Musselshell Cañon.

	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XIII.	XIV.
SiO ²	65,87	61,21	61,87	56,80	46,52	45,15	42,46
TiO ²	0,37	0,56	0,87	0,46	2,98	2,80	2,47
Ta, Nb etc. .	—	—	—	—	0,73	—	—
Al ² O ³	16,82	15,67	17,26	18,30	10,48	15,39	12,04
Fe ² O ³	1,58	4,06	2,35	1,64	4,40	2,76	3,19
FeO	1,23	0,62	2,43	5,58	7,79	5,64	5,34
MnO	Sp.	0,10	0,03	Sp.	0,11	0,14	0,16
MgO	1,54	1,58	1,82	3,63	10,58	6,38	12,40
CaO	2,65	2,18	3,23	5,31	9,49	8,83	12,14
Na ² O	4,72	1,57	5,18	4,35	3,12	2,67	1,21
K ² O	3,15	2,75	3,83	3,28	1,55	2,77	2,68
Li ² O	—	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
H ² O	1,43	10,20	1,07	0,53	1,79	2,85	4,03
CO ²	—	—	—	—	Sp.	4,27	0,55
P ² O ⁵	Sp.	—	Sp.	Sp.	0,83	0,56	0,84
Sa.	99,36	100,50	99,94	99,88 ¹	100,37	100,21	99,51
Sp. G.	2,62	—	2,67	2,83	2,99	2,70	2,94

VIII. Feldspathporphyr, Gang unterhalb Castle.

IX. Rhyolithtuff, nahe bei V.

X. Syenitische Ausscheidung im Granit, zu oberst im Cottonwood Creek.

XI. Diorit zwischen Blackhawk und Robinson.

XII. Basalt, Volcano Butte.

XIII. Vogesit-Gang, oberer Theil des Fourmile Creek.

XIV. Monchiquitähnlicher Gang, Westseite des oberen Theils des Willow Creek.

Sämmtliche Analysen sind von PIRSSON ausgeführt.

Alle Eruptivgesteine des Castle Mountain (natürlich mit Ausnahme der alten Diabase und der den Dakota-Sandsteinen eingeschalteten Tuffe) werden auf Grund ihres geologischen Auftretens als Producte eines einheitlichen Eruptivherdes betrachtet und ihnen ein gemeinsamer Ursprung zugeschrieben. Ein Vergleich der Analysen miteinander (wobei IX, der Rhyolithtuff, wegen des grossen Antheils von sedimentärem Material am Aufbau des Gesteins ausscheiden muss) zeigt zunächst eine erhebliche Zunahme der TiO² mit der Zunahme der Oxyde des Fe und der Abnahme der SiO². Al²O³ steigt in der nach fallendem SiO² angeordneten Tabelle mit dem Fallen der SiO² ziemlich regelmässig bis zum basischen Ende, um dann plötzlich zu fallen, die Alkalien bleiben bis zum basischen Ende der Reihe in ihrer Summe auffallend constant, fallen dann aber plötzlich. Eine Anordnung nach dem Verhältniss von K²O:Na²O lässt hingegen keine Gesetzmässigkeit erkennen, soweit Beziehungen zu den Mengenverhältnissen der übrigen Oxyde in Frage kommen,

¹ Im Original 99,93.

zeigt jedoch die Eigenthümlichkeit, dass (wie auch sonst beobachtet) zahlreiche Analysen der Reihe um einen Mittelwerth des Verhältnisses nur sehr wenig schwanken — 6 Analysen weisen das Verhältniss von $K^2O:Na^2O$ in den Grenzen 1:1,55 bis 1:1,30 auf — während sich von diesem Mittelwerth nach oben wie nach unten sehr grosse Unterschiede geltend machen. Die Eisenoxyde CaO und MgO nehmen mit abnehmender SiO^2 regelmässig zu. Schliesst man aus den sichtbaren Mengen der Castle Mountain-Eruptivgesteine auf die Zusammensetzung des homogenen ursprünglichen Magmas, so kommt man auf eine Masse, die wohl etwas basischer als der Granit dieses Gebietes sein würde, aber immer noch ein typischer Granit wäre; vereinigt man diese Masse mit den auf ähnlichen Wegen vermuthungsweise berechneten Magmen der benachbarten selbständigen Eruptionscentren zu einer petrographischen Provinz, so kommt man auf ein ziemlich saures alkalireiches Magma, von dem das Specialmagma des Castle Mountain schon eine etwas saurere Abscheidung darstellen würde, die aber immer noch durch locale Concentration der Eisen-, Kalk- und Magnesia-Molekel basische Massen in verhältnissmässig geringer Menge abscheiden kann. Im Allgemeinen wird einem Magma die Neigung zugeschrieben, in einen sauren und einen basischen Theil zu zerfallen; dieser Zerfall ist im vorliegenden Fall in beträchtlicher Tiefe vor sich gegangen, wenn auch local, wie das Saurerwerden des Diorites nach aussen zeigt, in Gebieten, die der Oberfläche recht nahe lagen, weitere Differenzirungen stattgefunden haben.

Die Seltenheit der Gänge, die besonders im Vergleich zu den Crazy Mountains auffällt, wird den geologischen Verhältnissen zugeschrieben, die infolge der Faltung und Biegung der Sedimente die Bildung von Lagergängen viel mehr begünstigten; die Spärlichkeit der lamprophyrischen Ganggesteine erklärt sich durch die chemisch schon weit differenzirte Beschaffenheit des Castle Mountain-Magmas. Sehr auffallend ist die Anwesenheit des monchiquitähnlichen Ganges in der Gefolgschaft eines typisch granito-dioritischen Magmas.

Nach dem Alter geordnet, begann die vulcanische Thätigkeit mit der Intrusion des kleinen Diorit-Lakkolithen, da dieser von Granitgängen durchsetzt wird, es folgte die grosse Injection von granitischem Magma, die die centrale Granitmasse, sowie die Hauptmasse der Lagergänge und Gänge bildete; lebhafte vulcanische Thätigkeit erzeugte, mit Explosionen beginnend, die Rhyolithbreccien und -tuffe, in einem nachfolgenden Stadium die Rhyolithströme. Jünger als diese sauren Gesteine sind die lamprophyrischen Gänge und die Basaltströme, mit deren Bildung die vulcanische Thätigkeit im Castle Mountain schliesst.

Von den volkswirtschaftlich wichtigen Vorkommen (Kohle im Dakotaquarzit, heisse Quellen: White Sulphur Hot Springs etc.) sind die wichtigsten die Erze, auf die bis vor kurzem ein lebhafter Bergbau getrieben wurde. Das wichtigste Erz ist silberhaltiger Bleiglanz mit Cerussit und (selten) Anglesit als Zersetzungsproducten, begleitet von Kupferkies und Eisenkies in jaspisartiger Gangart.

Ihr Vorkommen ist auf die Contactzone des Granites und Diorites beschränkt, die abbauwürdigen finden sich im metamorphen Kalkstein im Contact mit Porphyrgängen, aber auch ohne direct sichtbaren Zusammenhang mit derartigen Intrusionen. Sie treten als Taschen auf und werden als Bildungen aufsteigender alkalischer Dämpfe und Wässer angesprochen, die die Intrusion der Gesteine begleiteten und sich in ihrer Wirkung rings um den Lakkolith nachweisen lassen. Die Erze haben sich als Sulfide aus wässriger Lösung gebildet und Theile des ursprünglichen Gesteins ersetzt; die bisweilen in beträchtliche Tiefen vorgedrungene Umwandlung des Bleiglanz in Cerussit und Anglesit ist eine Folge späterer Oxydation. Die wichtigste „Cumberland“-Mine erwies sich als ein schotenförmiges, regelmässig gestaltetes Vorkommen, ungefähr unter 60° einfallend, im Kalk in der Nähe des Granites.

Gänge, in denen Kupferkies als herrschendes Erz auftritt, begleitet von seinen Zersetzungsproducten Malachit, Chrysokolla, Azurit [meistens derb, selten in kleinen gerundeten Krystallen (001), (101), (100)], und dessen Gangart Baryt in erheblichen Mengen enthält, finden sich in den Beltschiefern und werden, da sie nirgends in die jüngeren Formationen hineingehen, als älter als mittelcambrisch bezeichnet. Sie finden sich hauptsächlich im Nordosten des Castle Mountain-Gebietes, besonders bei Copperopolis.

Ein kurzer mineralogischer Anhang zählt die im Castle Mountain-Gebiet auftretenden Minerale auf — sie sind sämmtlich in dem Referat angeführt — und enthält ausserdem noch die von PRATT durchgeführten Messungen des Cerussits von der Judge Mine mit 2 Krystallzeichnungen (dies. Jahrb. 1896. II. -17-), sowie die Beschreibung eines Pyroxenvorkommens (mit 3 Krystallfiguren) aus metamorphem silurischem Kalk von einem Versuchsschacht bei Blackhawk. Beobachtet wurden: a(100) b(010) m(110) z(021) s(11 $\bar{1}$) o(22 $\bar{1}$) λ (33 $\bar{1}$). Nach ihrer Farbe und Habitus sind es dunkelgrüne Diopside, gewöhnlich begrenzt von m und o herrschend mit untergeordnetem a und λ . Bisweilen sind sie dicker und flächenreicher, dann gesellen sich zu den genannten Flächen noch s und z. Selten sind säulenförmige, von m, a und b, sowie s und z begrenzte Zwillinge nach a. Die gemessenen und berechneten Winkel stimmen gut überein. Von der California Mine werden aus einem Hohlraum in massigem Bleiglanz nur von (111) begrenzte, bis $\frac{1}{2}$ Zoll grosse Krystalle von orange-rothem Wulfenit beschrieben.

Milch.

J. F. Kemp: Analyse des Monchiquit vom Shelburne Point, Vermont. (In WEED and PIRSSON: Geology of the Castle Mountain Mining District, Montana. Bull. of the U. S. Geol. Surv. 139. 116. 1896.)

Der Widerspruch zwischen dem Ergebniss einer früheren Analyse des Monchiquit vom Shelburne Point, Vermont, und dem mikroskopischen Befund veranlasste eine Wiederholung der chemischen Unter-

suchung, deren Ergebniss mit der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins, sowie mit den von ROSENBUSCH über Monchiquit mitgetheilten chemischen Verhältnissen übereinstimmt. Die von H. T. VULTÉ ausgeführte Analyse ergab: $\text{SiO}_2 = 45,58\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,87\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4,65\%$, $\text{FeO} = 6,37\%$, $\text{MnO} = \text{Spur}$, $\text{CaO} = 9,91\%$, $\text{MgO} = 8,32\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 3,42\%$, $\text{K}_2\text{O} = 1,61\%$, Glühverl. = $3,14\%$, Sa. = $98,87\%$. [Über die Monchiquite vergl. dies. Jahrb. 1896. II. -83-, -84-] Milch. 4

A. H. Elftman: Preliminary Report of Field Work during 1893 in Northeastern Minnesota. (Geol. and Nat. Hist. Survey of Minnesota. 22. Rep. for 1893. 141—180. Minneapolis 1894.)

Im nordöstlichen Minnesota treten in den algonkischen Keewatin-Schichten bedeutende Quarzporphyrmassen auf in einem System von Thonschiefern, Sericitschiefern und Conglomeraten. An Graniten sind daselbst zu unterscheiden Hornblende- und Augit-Granit, deren gegenseitige Beziehungen aber noch nicht genügend geklärt sind. Man sieht nur am Kekequabic-See, dass der Hornblende-Granit den Augit-Granit durchsetzt, welcher seinerseits jünger ist als die Keewatin-Schiefer.

In der Nähe des Birch Lake tritt ein Aktinolith-Magnetit-Schiefer auf, der aus einem an Eisencarbonat reichen Gestein anscheinend durch Contactmetamorphose entstanden ist. Dasselbe gehört den Animikie-Schichten an, welche die unterste Abtheilung des „takonischen“ Systems (wohl dem untersten Cambrium entsprechend) bilden. Sie werden überlagert von Gabbro und haben im Contact mit demselben Augit und Olivin aufgenommen.

Unter der Bezeichnung „red rock“ wird eine Gruppe von Felsiten, Diabasen und Augit-Syeniten zusammengefasst, die einen mächtigen Complex zwischen den Gabbros und den Diabasen bilden, welche letztere am Westgestade des Lake Superior eine grosse Rolle spielen. Alle diese Gesteine, sowie einige Ganggesteine, von denen sie durchsetzt werden, gehören zur Keweenawan-Gruppe, welche die Animikie-Schichten überlagert.

G. Klemm.

N. H. Winchell: The Origin of the Archaean Greenstones. (Geol. and Nat. Hist. Survey of Minnesota. 23. Rep. for 1894. 4—35. Minneapolis 1895.)

Im vorliegenden Aufsatz wendet sich Verf. gegen die von G. H. WILLIAMS (dies. Jahrb. 1892. I. -322-) vertretene Ansicht, dass die Grünschiefer von Michigan durch Dynamometamorphose aus eruptiven Diabasen u. s. w. entstanden seien. Bei aller Anerkennung, welche WINCHELL den Verdiensten des während der Abfassung des hier besprochenen Aufsatzes verstorbenen WILLIAMS zollt, sucht er nachzuweisen, dass dieser bei seinen Untersuchungen von einem voreingenommenen Standpunkt ausging und dass derselbe die Beobachtungen im Felde zu sehr

gegen die mikroskopische Untersuchung einzelner Handstücke habe zurücktreten lassen.

WINCHELL thut dar, dass an vielen Stellen, an denen WILLIAMS von gequetschten Eruptivmassen spricht, in der That nur klastische, deutlich geschichtete Massen vorliegen, Diabastuffe, die zum grossen Theil mit fremdem Material vermenget sind und vielfach in zweifellos sedimentäre Schiefergesteine von zum Theil ganz quarzitischer Beschaffenheit übergehen.

Besonders betont WINCHELL, dass die mikroskopische Zusammensetzung solcher Massen, deren „pyroklastischen“ Ursprung WILLIAMS selbst zugegeben hat, durchaus mit denjenigen anderer Gesteine übereinstimmt, die nach WILLIAMS dynamometamorphe Diabase, Diorite und Gabbros sein sollen.

WINCHELL bestreitet keineswegs das Vorkommen eruptiver basischer Gesteine in dem von WILLIAMS behandelten Gebiet, hält dieselben jedoch für ganz untergeordnet den gewaltigen Massen geschichteten Tuffmaterials gegenüber.

An mehreren Stellen betont WINCHELL, dass bei Untersuchungen über die genetischen Beziehungen irgendwelcher Gesteine das Hauptgewicht auf die Beobachtung ihres Auftretens und ihrer Verbandsverhältnisse zu legen ist, und dass die mikroskopische Untersuchung in solchen Fragen trotz aller ihrer Wichtigkeit doch nur von secundärer Bedeutung sein darf.

G. Klemm.

A. H. Elftman: Notes upon the Bedded and Banded Structures of the Gabbro and upon an Area of Troctolyte. (Geol. and Nat. Hist. Survey of Minnesota. 23. Rep. for 1894. 224—230. Minneapolis 1895.)

Die grossen Gabbromassen im nordöstlichen Theile von Minnesota zeigen oft eine unvollkommene Ausbildung paralleler Lagen, ähnlich den Schichten sedimentärer Gesteine. Diese Structur wird mit dem Ausdruck „bedded“ gemeint. Die einzelnen Lagen haben keine Verschiedenheiten in ihrer mineralischen Zusammensetzung und es tritt diese Structur besonders gern in gleichmässig gemengten mittelkörnigen Gabbros auf. Es scheint demnach dieselbe auf Einwirkungen zurückzuführen zu sein, welche das Gestein nach seiner Verfestigung betrafen.

Dagegen versteht Verf. unter „banded“ jene blätterige Modification des Gabbro, welche durch Sonderung und Anordnung der verschiedenen Gemengtheile in parallele Bänder zu Stande kommt. Bei dieser Structur haben manche Bänder ganz die Zusammensetzung des normalen Gabbro, während andere fast ganz aus Feldspath oder aus den eisenhaltigen Gemengtheilen bestehen. Die einzelnen Bänder schwanken in ihrer Dicke von wenigen Zollen bis zu einigen Fussen und zeigen kein Innehalten einer bestimmten Richtung. [Vielleicht könnte man diese Structur einfach als „schlierig“ bezeichnen. Ref.]

In enger Beziehung steht diese Structur auch zum Auftreten grosser

Feldspathmassen, die für sich Berge zu bilden vermögen. Um solche Massen, die als Einschlüsse eines älteren Gesteines gedeutet werden, ist die Bänderstructur gewöhnlich besonders gut entwickelt.

Sehr deutlich zeigt die Vereinigung beider Structurformen ein dunkler oder röthlich gefärbter Olivingabbro. Die Richtung des „bedding“ verläuft oft senkrecht zu der des „banding“.

Unter dem Mikroskop zeigen die gebänderten Gabbrogesteine durchaus gleichförmige Structur und enge gegenseitige Verwachsung, so dass diese Ausbildungsweise als eine besondere Erstarrungsform zu betrachten ist.

Die Feldspäthe der grösseren Feldspathmassen besitzen höheren Auslöschungswinkel als die normalen Gabbro-Feldspäthe. Am Contact sind jene Massen ganz eng mit dem normalen Gabbro verwachsen.

Der Olivingabbro weicht in seiner Zusammensetzung namentlich vom normalen Gabbro ab. Er besteht wesentlich aus Plagioklas und idiomorphem Olivin mit kleinen Diallag- und Magnetitkörnchen. Die Feldspäthe sind zwar sehr frisch, aber stark zertrümmert; die Bruchflächen stehen radial zu den benachbarten Olivinkörnern.

Das Gestein hat eine grosse Ähnlichkeit mit dem Forellenstein („troctolyte“) von Neurode in Schlesien.

Auf das Wesen der als „bedded“ bezeichneten Structur geht Verf. nicht näher ein.

G. Klemm.

W. Möricke: Geologisch-petrographische Studien in den Chilenischen Anden. (Sitz.-Ber. preuss. Akad. d. Wiss. 1896. 1161—1171.)

In den Jahren 1895/96 führte Verf. eine Anzahl von Reisen im nördlichen und südlichen Chile aus, dagegen nur wenige im centralen. Es galt hierbei besonders, die Altersverhältnisse der Eruptivgesteine in den Anden festzustellen.

Zwei Hauptgruppen derselben sind zu unterscheiden, deren ältere in der Jura- bis Kreidezeit empordrang, während die jüngere der Tertiärzeit angehört und bis in die Gegenwart hinaufreicht.

Unter den älteren Eruptiven sind namentlich Diabase und Augitporphyre vertreten meist in gewaltigen Decken, aber auch in Gängen im geschichteten Gebirge, das local umgewandelt worden ist, wie bei Chañarcillo in Atacama neocomer Kalk in Granatfels. Zu diesen Decken und Ganggesteinen gehören mächtige Lager von Tuffen, Conglomeraten und Breccien, die z. Th. mesozoische Versteinerungen führen. Diese basischen, älteren Gesteine werden an vielen Orten in den Cordilleren von sauren Tiefengesteinen in Form grösserer oder kleinerer Stücke durchsetzt (STELZNER's Andengranite und Andendiorite). Diese Gruppe besteht aus grauen, etwas basischeren Gesteinen, welche ausser Plagioklas, Biotit und Hornblende in der Regel noch Augit führen und hellen, mehr sauren, in denen Augit fast stets fehlt, und die zwischen Amphibolgranitit und Quarzdiorit stehen. Letzterer Typus herrscht vor und ist ein wenig

älter wie die granitischen Gesteine. Beide führen an vielen Stellen Einschlüsse der älteren basischen Gesteine und durchtrümmern dieselben.

Im Zusammenhang mit den Graniten scheinen Quarzporphyre zu stehen, welche als helle, gewundene Bänder von oft sehr bedeutender Erstreckung die Diabase durchziehen (besonders im Departement Copiapo in der Quebrada de los Cerillos und im Thale des Rio de Copiapo).

Ferner treten Hornblendeandesite und Hornblendepropylite auf, welche vielleicht von den Andendioriten abstammen, jedenfalls aber älter sind als die wahrscheinlich alttertiären Pyroxenandesite der Provinz Santiago. Sicher haben schon zur älteren Tertiärzeit Andesiteruptionen stattgefunden, da die oligocänen oder höchstens untermiocänen, fossilführenden Sedimente von Matanzas nach PÖHLMANN in beträchtlicher Menge Asche und Fragmente von Pyroxenandesiten führen.

Wiederum jünger als diese sind die Biotitamphibolandesite und Liparite, welche in den Provinzen Atacama und Coquimbo mächtige Ströme bilden.

Die letzten Producte der vielleicht bis in die Quartärzeit thätigen Vulcane dieser Provinzen sind wieder etwas basischere, hornblendeführende Pyroxenandesite. Die recenten Laven der 6 noch thätigen Vulcane des centralen und südlichen Chile haben ausgesprochen basischen Charakter. Sie führen sämmtlich Olivin und schwanken in ihrer Zusammensetzung zwischen den Typen des Augitandesites und des Basaltes.

Verf. weist auf die Analogien hin, welche diese Serie von Eruptivgesteinen mit denjenigen in der Sierra Nevada und in Ungarn bietet, wo ja auch auf mesozoische Diabase und Augitporphyrite Gesteine von quarzdioritischer Zusammensetzung folgen und auf diese zur Tertiärzeit gewaltige Ausbrüche von Liparit und Andesit und zum Schluss basaltische Laven. Auch die Eruptivgesteine im Christiania-Gebiete, denen allerdings wesentlich höheres Alter zukommt, bietet viele Analogien hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung der aufeinander folgenden Gruppen.

Die edlen Silbererzgänge und die silberhaltigen Kupfererze von Chile stehen meist in Verbindung mit den Diabasgesteinen. Die Andendiorite, Hornblendeporphyrte und Quarzporphyre enthalten Gold und goldhaltige Kupfererze, welche auch noch in den jungtertiären Andesiten und Lipariten vorkommen (dies. Jahrb. 1899. I. - 87—89-). G. Klemm.

J. Collett Moulden: Petrographical Observations upon some South Australian Rocks. (Trans. R. Soc. South Australia. 19. 70—78. 1894/95.)

Verf. beschreibt kurz nach 19 Handstücken Granite, Diorite, Syenitporphyr, Olivinbasalte, verschiedene Gneisse, Amphibolite etc. Erwähnenswerth ist nur ein an farblosem Augit reicher Olivinbasalt von der Kangaroo-Insel (südwestlich von Adelaide), der in dem kleinen vorliegenden Handstück einen Putzen Gold enthält — ob das Gold primär im Basalt enthalten oder aus einem durchbrochenen Gestein aufgenommen

wurde, ist nicht zu entscheiden — sowie ein Amphibolit von Rosetta Head S. A. aus der Nähe des Granites, der neben herrschender Hornblende, farblosem Augit, etwas Biotit, Quarz und Chlorit Axinit in gut ausgebildeten Krystallen als wesentlichen Gemengtheil enthält. **Milch.**

J. Milne Curran: Geological Laboratory Notes. (Journ. and Proc. R. Soc. of New South Wales. 29. 404—408. 1895.)

In einem silurischen goldhaltigen Schiefer von Mount Hope in Neu-Südwesten kommt Selen und Wismuth vor. Es wird nicht angegeben, in welcher Verbindungsform die beiden Elemente auftreten. — Ein Schiefer von Yalcogren, NSW., enthält 12,5% Graphit. — Es wird die Analyse eines Wassers von Wyalong mitgetheilt, die nichts Bemerkenswerthes bietet, und eine oberflächliche Beschreibung der Trachytvorkommen von Canoblas und den Warrumbungle Mountains gegeben. **Bodländer.**

T. W. Edgeworth David: Sill Structure and Fossils in Eruptive Rocks in New South Wales. (Journ. and Proc. R. Soc. New South Wales. 30. 285—290. 1896.)

Durch die Beobachtung, dass in der Nähe der Junction Gold Mines bei Mandurama, N. S. Wales, ein die Schieferthone senkrecht durchsetzender Dioritgang parallel oder nahezu parallel den Schichtflächen der Sedimente zahlreiche, über 300 Fuss lange, $\frac{1}{8}$ Zoll bis 20 Fuss mächtige Apophysen entsendet, findet Verf. die Erklärung für eine in der Gegend von Emmaville in New England (unter ca. $151\frac{1}{4}^{\circ}$ östl. L. und 29° südl. Br. gelegen) beobachtete Erscheinung: ein Gang von Quarzporphyr enthält hier local typische Gerölle in solcher Menge, dass ein Conglomerat mit Quarzporphyr als Cement entsteht. Verfolgt man die schief zum Streichen des Ganges stehende Zone mit den Geröllen ausserhalb des Ganges, so findet man sie im Hangenden und im Liegenden in typische sedimentäre Conglomerate übergehend; offenbar hat der in die Conglomerate eindringende Lagergang das normale Cement absorbirt, die Gerölle aber nicht angegriffen. Bei Tamworth (unter ca. 151° östl. L. und 31° südl. Br. gelegen) umgibt ein 5 (engl.) Meilen im Durchmesser betragender Gürtel von mehreren tausend Fuss Mächtigkeit einen Granitstock; der Gürtel besteht aus devonischen oder silurischen Sedimenten, z. Th. contactmetamorph verändert, zwischen die ganz regelmässig so zahlreiche Gänge von Granitmaterial von überaus wechselnder Mächtigkeit und dementsprechend wechselnder Structur eingeschaltet sind, dass der ganze Complex halb aus Sediment, halb aus Eruptivmaterial besteht. An Stellen, wo die Lagergänge Crinoidenkalke resorbirt haben, finden sich in dem Eruptivgestein Crinoiden-Stielglieder. Ganz entsprechend wird ein krystallines Gestein mit porphyrischer Structur von Hill End (unter 149° östl. L. und 33° südl. Br. gelegen); das Gerölle sowie zahlreiche Petrefacten ent-

hält und bisher als metamorphes Sediment betrachtet wurde, als ein Lagergang, der das Sediment theilweise resorbirt hat, angesprochen. Endlich werden die gewaltigen Gabbromassen von der Südostküste von Tasmanien als Lagergänge bezeichnet. Milch.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

J. Park: The Geology and Veins of the Hauraki Goldfields, New Zealand. 105 S. mit 13 Texttafeln und Kartenbeilagen in besonderer Mappe. 1897.

Die Hauraki-Goldfelder liegen in der neuseeländischen Provinz Auckland, auf der mit hohen, bewaldeten Gebirgszügen erfüllten Halbinsel zwischen dem Firth of Thames und dem Stillen Ocean. Das Grundgebirge der Halbinsel besteht aus palaeozoischen Schichten, stark gefalteten Schiefern und Grauwacken von wechselnder Beschaffenheit, die bisher keine bestimmbareren Versteinerungen geliefert haben und mit Vorbehalt als Devon angesprochen werden. Auf der stark abradirten Oberfläche dieser besonders im N. der Halbinsel verbreiteten Schichten liegen tertiäre Bildungen, und zwar zunächst local Untereocän, von unten nach oben aus Sandsteinconglomerat, schwarzen sandigen Schiefern mit zahlreichen kleinen Süßwasserconchylien, sowie schlecht erhaltenen Pflanzenresten und einem Flötz sehr unreiner Braunkohle, mergeligen Sandsteinen mit wohl erhaltenen marinen Versteinerungen in Kalkknollen und zu oberst aus einem massigen halbkrySTALLINISCHEN Korallenkalk bestehend. Auf diese Schichten folgt die „Andesitic Volcanic Series“, deren Entstehung nach dem Verf. vom Ober-eocän bis zum Miocän dauerte. Sie baut sich aus Andesiten — Augitandesiten, Hypersthenandesiten und Hypersthenaugitandesiten —, Andesit-agglomeraten, Tuffen und Breccien auf, die regellos miteinander abwechseln. Die Tuffe und Breccien enthalten nicht selten verkohlte und verkieselte Hölzer. Die Andesite, welche als Gänge und Decken auftreten, gleichen denen Ungarns und Siebenbürgens, vor allem aber des Comstock Lode- und des Washoe-Districts, und sind zum Theil bis zu grosser Tiefe propylitisirt („kindly country“ oder „miner's sandstone“).

Ungleichmässig über der „Andesitic Series“ lagern mächtige Tuffe (richtiger Aschen) und Breccien mit Gängen und Decken von Andesit. An ihrer Basis treten oft dunkle Schieferthone mit Kohlenschmitzen und zahlreichen Pflanzenresten auf, die auf miocänes Alter deuten. Jünger noch — nach dem Verf. älteres Pliocän — sind die über der „Andesitic series“ und den eben genannten Bildungen auf der Ostseite der Halbinsel besonders weit verbreiteten Rhyolithe, Laven und Tuffe. Über ihnen folgen diluviale und alluviale Bildungen. Die palaeozoischen „Basement Rocks“ und besonders die „Andesitic Series“ werden von zahlreichen Gold und Silber führenden, im Allgemeinen NO.—SW.-streichenden Quarzgängen durchsetzt, deren Entstehung auf Solfataren am Ende der

Andesiteruptionen zurückgeführt wird, während enorme Massen von Kiesel-sinter und Chalcedon einer ausgedehnten Geysir-Thätigkeit ihr Dasein verdanken. Verwerfungen, welche das Thames- und Waihi-Goldfeld durchsetzen, werden mit den pliocänen Rhyolith-Eruptionen in Zusammenhang gebracht.

Die Goldführung in den Quarzgängen steht in engem ursächlichen Zusammenhange mit der Verbreitung der Andesite, in denen Verf. die Quelle des Goldes sieht, da eine Anzahl von Untersuchungen sorgfältig ausgewählter reiner, unveränderter Andesite ausnahmslos einen Goldgehalt von $1\frac{1}{2}$ grains auf die Tonne nebst einem zwischen 3 und 30 grains schwankenden Silbergehalt erwies. Auch in dieser Beziehung besteht demnach Übereinstimmung mit dem Comstock Lode.

Trotz dieses Goldgehalts der unveränderten Andesite erweisen sich die in ihm aufsetzenden Gänge als wenig lohnend, und zwar wegen ihrer geringen Mächtigkeit und der hohen Gewinnungskosten. Auch die Gänge in den Tuffen und Breccien lohnen, wenn sie nicht, wie gewöhnlich, ganz taub sind, doch nicht den Abbau. Die bauwürdigen Gänge sind vielmehr an den mässig harten, gelblichgrauen Propylit, den „kindly sandstone“ der Bergleute, geknüpft, und es ist eine interessante Thatsache, dass Gänge, die aus dem Propylit in harten Andesit setzen, geringmächtig werden und sich oft auskeilen; setzen sie dagegen in Tuffe oder Breccien hinüber, so werden sie ganz taub oder doch unbauwürdig und sind oftmals nur Rasenläufer. Innerhalb der Propylitmassive sind es wieder bestimmte Zonen, in denen die Gänge erheblich reicher sind als ausserhalb derselben.

Die Gänge werden unterschieden in main lodes, cross-veins, die die ersteren kreuzen und höchstens einige Zoll mächtig sind, und flinties. Die letzteren sind im Gegensatz zu den ersteren beiden fast immer taub, doch finden sich öfters reiche Anbrüche da, wo sie die Hauptgänge kreuzen. Die cross-veins sind häufig sehr edel, oder sie veredeln die Hauptgänge an den Schaarkreuzen. Innerhalb der Gänge bilden die bauwürdigen Partien Erzfälle, die öfters mehrere 100 Fuss im Streichen aushalten und von Sohle zu Sohle niedersetzen, mit saigerem bis flachem Fallen, oder auch bei erheblicher Ausdehnung nach dem Fallen nur eine sehr geringe streichende Länge aufweisen. Endlich kommen ganz flach geneigte, im Streichen weit aushaltende Erzfälle vor. Die Gänge sind im Allgemeinen desto reicher, je grösser ihre Mächtigkeit ist; Massen vom Nebengestein im Gange („horses“) gelten als gutes Zeichen. Das Gold findet sich gewöhnlich in unregelmässigen Körnern, Drähten, dünnen Platten oder Blechen, oft im selben Handstück zusammen. Würfel und Oktaëder, zu kurzen Schnüren aneinandergereiht, kommen häufig vor, wohlausgebildete Krystalle sind selten. Der Silbergehalt des Goldes beträgt bis 30 und 40 %.

Begleitende Mineralien des Goldes sind in absteigender Häufigkeit: Eisenkies, Kupferkies, Zinkblende, Antimonit und Rothgültigerz. Ausserdem kommen vor, aber nicht allgemein verbreitet, sondern jeweils für bestimmte Goldfelder charakteristisch, Bleiglanz, oxydische Manganerze, Kalkspath, Perlspath, Arsenkies und Gediegen Arsen.

Tellur fand Verf. in kleinen Quantitäten in Erzen des Thames-, des Karangahake- und des Waihi-Goldfeldes.

Die zweite Hälfte der Abhandlung enthält die von 13 Texttafeln mit geologischen Profilen begleitete specielle montangeologische Beschreibung der einzelnen Goldfelder. Eine geologische Übersichtskarte der Hauraki-Goldfelder und ein Saigerriss der Baue im Thames-Goldfelde sind der Abhandlung beigegeben.

Beushausen.

H. V. Winchell and U. S. Grant: Preliminary Report on the Rainy Lake Gold Region. (Geol. and Nat. Hist. Survey of Minnesota. 23. Rep. for 1894. 36—105. Minneapolis 1895.)

Die Umgebung des Rainy Lake, der ca. 200 km nördlich von der Stadt Duluth am Westende des Lake Superior und 516' höher als derselbe liegt, ist ein vorwiegend felsiges, schwach welliges Plateau, das sich durchschnittlich nur etwa 50' über den Seespiegel erhebt. Diese Hochfläche setzt sich aus laurentischen und algonkischen Ablagerungen (Coutchiching- und Keewatin-Schichten) zusammen, welche sämtlich von Diabasgängen unbekanntes Alters durchsetzt werden. Von jüngeren Ablagerungen finden sich nur spärliche Reste glacialer Bildungen, nur am Westende des Sees ziemlich mächtige Thonlager.

Das Laurentian besteht aus Graniten und Syeniten, sowie Gneissen von derselben mineralischen Zusammensetzung, wie die Granite und Syenite. Diese intrudiren die Schichten des Coutchiching. Trotzdem behalten die Verf. für die Granite u. s. w. die bisherige Bezeichnung laurentisch bei. In Übereinstimmung mit C. A. LAWSON sehen die Verf. nämlich in den Graniten, Syeniten und Gneissen die ursprüngliche, vielleicht gar sedimentäre Unterlage der algonkischen Schichten, die ihre gegenwärtige Beschaffenheit durch Wiedereinschmelzung und Erstarrung in krystalliner Form erhielt, wobei eine theilweise Einpressung in die überlagernden Schichten stattfand. [Diese Hypothese scheint dem Ref. äusserst unnatürlich und nur deshalb aufgestellt zu sein, um für jene „Gneisse“ etc. das archaische Alter zu retten, während es doch viel natürlicher wäre, dieselben als echte jüngere Intrusiv-Granite und -Syenite zu betrachten, deren „gneissartige“ Structur nichts als eine Art Fluidalstructur darstellt.] Die Granite und Syenite gehen allmählich ineinander über und werden, indem sich Parallelstructur (schistosity) in ihnen einstellt, zu „Gneissen“. Die Grenze zwischen den „laurentischen“ Massen und den Glimmerschiefern des Coutchiching ist auf einer Insel im Rainy Lake deutlich aufgeschlossen und zeigt vielfach Gänge von Granit im Schiefer, sowie Fragmente dieses letzteren im ersteren. An einer anderen Stelle ist eine „Wechselagerung“ von Schiefer mit den Granitbänken aufgeschlossen, welche letztere bis zu ihrem Zusammenhang mit den geschlossenen Granitmassen zu verfolgen sind. Die Granitgänge im Schiefer zeigen oft parallele Orientirung aller Quarze und die Feldspäthe erreichen erstaunliche Grösse (bis über 80 cm).

Die Glimmerschiefer der Coutchiching-Schichten weisen im Allgemeinen

im Contact mit dem Laurentium gröberes Korn auf und erhalten „gneissartige“ Beschaffenheit, wobei sie aber doch stets leicht von den laurentischen Gneissen zu unterscheiden sind. Sie führen auch oft in der Nähe des Contactes Granat und Staurolith. Diese letzteren Schiefer halten die Verf. für contact-, die übrigen für regionalmetamorph.

Im Gegensatz zu diesen ziemlich einförmigen Ablagerungen zeigt das Keewatin grössere Mannigfaltigkeit. In ihm stellen sich (wahrscheinlich an seiner Basis) Conglomerate ein, und eruptive, saure und basische Massen, z. Th. stark verändert, sowie deren Tuffe treten reichlich auf. Auch Hornblende, Chlorit-, Sericitschiefer und Grauwacken sind im Keewatin entwickelt.

Die Diabasgänge, welche alle laurentischen und algonkischen Gesteine durchsetzen, haben echt ophitische Structur.

Die Oberfläche der Gesteine des Plateaus um den Rainy Lake zeigt vielerorts Rundhöckerform und Gletscherschrammen von vorwiegend südwestlichem Verlauf.

Die Goldlagerstätten dieses Gebietes haben drei verschiedene Ausbildungsformen: Als Absonderungsgänge (segregated veins), echte Gänge (true oder fissure veins) und Fahlbänder.

Die segregated veins bestehen aus Lagern von quarzitischen Massen, die stets parallel der Schieferung der Gesteine verlaufen. Die Gangmassen bestehen nicht ganz aus reinem Quarz, sondern vorwiegend aus stark mit Kieselsäure imprägnirtem Nebengestein, und hierin liegen im Querschnitt linsenförmig oder bandförmig erscheinende Quarzkörper, in denen gewöhnlich Pyrit und ein chloritisches Mineral auftritt. Gold ist gewöhnlich mit blossem Auge nicht sichtbar, findet sich aber vorwiegend in den Quarzlinsen, jedoch auch in dem verkieselten Nebengestein. Diese Gangmassen sind oft in geradliniger Erstreckung mehrere (englische) Meilen weit zu verfolgen, keilen sich aber manchmal auch sehr rasch aus. Sie treten fast nur in den Schiefergesteinen auf. Dies Auftreten benützt LAWSON als Stütze für seine oben angeführte Hypothese über die Entstehung der „laurentischen“ Granite, von denen er annimmt, dass ihr Urgestein einst auch solche Goldlager enthalten habe, die aber bei seiner Einschmelzung sich gleichmässig durch seine ganze Masse vertheilten. Aus diesem Magma sollen nun die goldführenden Gänge der algonkischen Schichten entstanden sein. [Weit einfacher erscheint doch dem Ref. die Annahme, dass die Intrusion der Granite etc. erst zu einer Zeit erfolgte, als die Gänge im Couchiching und Keewatin schon ausgebildet waren.] Übrigens erwähnen die Verf. das Auftreten von segregated veins aus solchen Granitgebieten, in denen das Gestein total zermalmt und schiefrig geworden ist.

In einem solchen Absonderungsgang wurde 1893 das erste Gold in der Umgebung des Rainy Lake entdeckt. Die hierauf errichtete „Little American Mine“ ging jedoch nach kaum einjährigem Bestehen infolge irrationellen Betriebes wieder ein. Die „Big American Mine“ hatte zur Zeit der Anwesenheit des Verf.'s erst eben mit Abteufung eines Schachtes begonnen. Ausserdem sind noch an mehreren Stellen Unternehmungen, meist sehr primitiver Art, auf Gold angefangen worden. Dass der Bergbau noch

keine besseren Resultate erzielt hat, liegt wohl weniger an ungenügendem Goldgehalt der betreffenden Gänge, als vielmehr an technisch fehlerhaftem Betriebe und den hohen Kosten desselben in jener weit von allem Verkehr abgelegenen Gegend.

Die echten oder Spaltengänge unterscheiden sich von den Absonderungsgängen wohl nur dadurch, dass sie quer zur Schieferung der Gesteine verlaufen. Im Übrigen sind die Gangmassen selbst den anderen sehr ähnlich und wie bei jenen werden die Gänge und ihr Nebengestein von zahlreichen Rutschflächen durchsetzt. Nur sind die „echten“ Gänge meist schärfer und geradflächiger gegen das Nebengestein abgegrenzt. Auch enthält die Gangmasse grössere Mengen von Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende und Silberglanz. Solche Gänge treten nur auf der Canadischen Seite des Sees auf. Ihre bergmännische Ausbeutung stand zu jener Zeit gleichfalls in den ersten Anfängen. Die gewonnenen Erze gaben bei der Untersuchung einer Probe von der Oberfläche eines Ganges in „Wiegand's location“ 66,86 § Werth für die Tonne, einer andern Probe von derselben Grube 8,8 § die Tonne. Ein Erz aus dem Schacht der „Lucky Coon“-Grube hatte 2,07 §, eine Probe vom Ausgehenden 48,26 § Goldwerth auf die Tonne.

Die Fahlbänder bestehen aus oft recht breiten und weit fortstreichenden Imprägnationen des Gesteins mit Schwefelkies, Kupferkies, Zinkblende, bisweilen auch Bleiglanz, Speiskobalt und Silbererzen. Da, wo solche Fahlbänder von Diabasgängen durchsetzt werden, reichert sich gewöhnlich ihr Erzgehalt stark an. Auf einem solchen Fahlbänd arbeitete zur Zeit nur die Lyle-Grube auf einer Insel im See. **G. Klemm.**

Stockfleth: Das Vorkommen nutzbarer Mineralien in dem südwestlichen Theile der Insel Sardinien. (Verh. naturhist. Ver. d. Rheinl. u. Westf. 54. 66—67. 1897.)

Die im südwestlichen Sardinien auftretenden Erzlagerstätten sind folgende:

1. Silberhaltige Bleiglanz-Lagerstätten. Es sind theils Gänge, theils stockförmige Lager in silurischen Schiefen und Kalken. Die Gänge sind Ausfüllungen von Spalten, die bei dem Empordringen von Granitstöcken entstanden sind, die Lager sind Ausfüllungen von Hohlräumen, welche sich in der dem Silur angehörigen sogen. „erzführenden Kalkzone“ gebildet haben. Der Bleiglanz der Gänge ist im Allgemeinen silberreicher als der der Lager.

2. Bleiglanz- und Zinkblende-Lagerstätten. Zinkblende kommt als untergeordnetes Begleitmineral in den silberhaltigen Bleiglanz-Lagerstätten vor. Erst neuerdings wurde in der Nähe des Ortes Nuxis ein Gangvorkommen im Silur aufgefunden, das zu fast gleichen Theilen aus Zinkblende und Bleiglanz besteht. Der bis zu 4 m mächtige Gang streicht ca. O.—W., fällt 45—50° nach N. und liess sich auf 1 km Länge verfolgen.

3. Galmei-Lagerstätten. Lager in der sogen. „erzführenden Kalkzone“ an der Grenze derselben gegen die unterliegenden Schieferthone.

4. Eisenerz-Lagerstätten. Verf. fand mehrere sehr ausgedehnte Lager reinen Rotheisenerzes, welche an der Grenze zwischen Granit und Silur auftreten. Es sind das die Vorkommen von Sissini di Montis, Bachixeddu und Chia-Malfatano. Ferner trat bei Is Crucurris, nördlich von Capoterra ein Magnet Eisensteinflötz in silurischen Schieferen auf.

5. Braunkohlenflötze, die schon seit längerer Zeit abgebaut werden, finden sich in dem kleinen Tertiärbecken von Gonnesa, südwestlich Iglesias.

Als untergeordnet auftretende Begleitminerale werden erwähnt: Eisenkies, Kupferkies, Fahlerz, Antimonglanz, Weissbleierz, Anglesit, Bleilasur, Malachit, Kupferlasur. Als Gang- und Lagerarten treten vorwiegend Quarz und Kalkspath, untergeordnet Schwerspath und Flusspath auf.

W. Bruhns.

J. H. L. Vogt: The Formation of Eruptive Ore Deposits. (The Mineral Industry. New York. 4. 12 p. 1895.)

—, Über die Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprocesse in Eruptivmagmata. (Compte-rendu du Congrès géol. internat. 6. Session. Zürich 1894. 382—392.)

Auszüge aus den vom Verf. in der Zeitschr. f. prakt. Geol. veröffentlichten Abhandlungen: „Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprocesse in basischen Eruptivmagmen“ und „Beiträge zur genetischen Classification der durch magmatische Differentiationsprocesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen“ (dies. Jahrb. 1898. I. -299—304-).

Th. Liebisch.

J. H. L. Vogt: Om de lagrade jernmalmsfyndigheternas bildningsätt. (Wermländska Bergsmannaföreningens Annaler 1896. 28 p.)

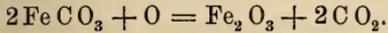
Die Gruppe der geschichteten Eisenerze, zu der sämtliche Lagerstätten des mittleren Schwedens, sowie verschiedene norwegische Vorkommnisse gehören, hat man eingetheilt in torrsten, apatit-jernmalm, engående malm, qvicksten und blandsten. Die torrstenar sind fast durchgehends Eisenglanzerze, die blandstenar dagegen fast ebenso constant Magnetiterze, während die übrigen Untergruppen durch gradweise Übergänge die Verbindung zwischen diesen Endgliedern herstellen.

Aus ihren allgemeinen charakteristischen Eigenschaften leitet Vogt nun ab, dass die geschichteten Eisenerze als Sedimente betrachtet werden müssen, welche auf hydrochemischem Wege aus Carbonatlösungen abgesetzt wurden. Von den beiden Endgliedern sollen die torrstenar einschliesslich der Apatiteisenerze durch oxydirende, die blandstenar durch neutrale Fällung entstanden sein, und aus der Combination dieser beiden Fundamentalprocesse wird zugleich die Bildung der Zwischenglieder, der engående malmer und qvickstenar erklärt. Der Unterschied zwischen der oxydiren-

den und der neutralen Fällung wird durch nachstehende Tabelle veranschaulicht:

Torrsten.

Bildung von torrsten durch Oxydationsprocess:



Das Eisen wird ausgeschieden als Oxyd, daher jetzt überwiegend Eisenglanz.

Zusammen mit dem Eisen wird abgeschieden Kieselsäure mit geringeren Mengen von Thonerde, Kalk u. s. w.; deshalb saurer Schlag.

Mangan fällt nicht gleichzeitig mit dem Eisen; aus einer manganreichen Lösung kann mithin ein manganarmes Eisenerz entstehen.

In der Lösung vorhandene Phosphorsäure wird gleich zusammen mit dem Eisen gefällt.

Vorhandenes Sulfat wird nicht reducirt.

Kohle nicht zugegen, ausgenommen hie und da in kleineren Mengen; dem Absatz von Kohle wird durch den Oxydationsprocess entgegen gewirkt.

Die Lösung enthält neben Eisen meist (jedoch nicht immer) etwas Kieselsäure, welche zusammen mit dem Eisen als Consequenz der Kohlensäureentwicklung ausgeschieden wird; aus dieser Ursache sind die torrstenar^{meist} nur mittelreich an Eisen.

Die in den wermländischen Gruben gemachte Wahrnehmung, dass manganarmes Eisenerz (torrsten) und eisenarmes Manganerz in unmittelbarer Nachbarschaft nebeneinander auftreten, führt Vogt darauf zurück,

Blandsten.

Bildung von blandsten durch Verdunstung der Kohlensäure:

Das Eisen wird ausgeschieden als Oxydulcarbonat, theilweise vermischt mit Oxyd und daher jetzt überwiegend Magnetit.

Bei der Verdunstung von Kohlensäure wird abgeschieden Kalk und Magnesiumcarbonat mit etwas Kieselsäure und Thonerde, deshalb basischer Schlag, hauptsächlich mit Kalk und Magnesia als Basen.

Mangan wird gleichzeitig mit dem Eisen gefällt; das Verhältniss zwischen Mangan und Eisen in dem Niederschlag bleibt mithin ungefähr dasselbe wie in der Lösung.

Vorhandene Phosphorsäure dürfte vermuthlich (?) bis zu einem gewissen Grad anfänglich in Lösung bleiben.

Vorhandenes Sulfat wird mit Kohle reducirt.

Kohle gewöhnlich zugegen, oft reichlich; hierdurch wird der Oxydation entgegen gewirkt und das Fortgehen der Kohlensäure bedingt.

Bei grossen Mengen von Eisen und Mangancarbonat im Verhältniss zu Kalk und Magnesiicarbonat werden nur die relativ schwerlöslichen Eisen- und Mangancarbonate ausgeschieden; es kann also hier gewöhnlich ein eisenreiches (oder eisen- und manganreiches) Erz entstehen.

dass zur Trennung von Eisen und Mangan die Natur sich ähnlicher Mittel bedient habe, wie wir sie im Laboratorium zur Anwendung bringen.

Verf. schliesst seine Betrachtungen mit einem Erklärungsversuch für die eigenthümliche Erscheinung, dass die geschichteten Eisenerze von denselben Mineralien begleitet werden, welche für die contact-metamorphosirten Kalksteine und Mergelschiefer charakteristisch sind. Indem vorausgesetzt wird, dass das ursprüngliche Eisensediment einen bedeutenden Wassergehalt besessen habe, soll dieses Wasser im Laufe der Regional-metamorphose ausgetrieben und folglich durch die erzführenden Schichten hindurchgepresst worden sein; und bei gegebenem Druck und gegebener Temperatur könne angenommen werden, dass die in reichlicher Menge vorhandenen Wasserdämpfe in derselben Weise gewirkt hätten wie diejenigen, welche von einer eruptiven Schmelzmasse herkommen.

J. Martin.

A. Buchrucker: Das Manganerz-Vorkommen zwischen Bingerbrück und Stromberg am Hunsrück. (Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1895. 3. 1—9. Taf. VI. 1896.)

Bei Bingerbrück findet sich an der Grenze eines den devonischen Quarziten und Thonschiefern concordant eingelagerten, ca. 300 m mächtigen Kalksteinflötzes dunkelbrauner Manganeisenmulm, der neuerdings daselbst abgebaut wird. Im Kalke selbst setzen schwache Trümer von Manganit auf. Der Kalkstein streicht h 4—5 und ist, vielfach durch Tertiär und Diluvium verdeckt, bis westlich von Stromberg zu verfolgen.

In dieser Richtung liegt bei Weiler auf den Schichtenköpfen des steil nach S. einfallenden Kalkes, discordant gelagert, wieder Manganeisenmulm von 6—10 m Mächtigkeit.

Weiter nach W. zu, bei Waldalgesheim, wo in der Grube Amalienshöhe seit 1844 Manganerz abgebaut wird, ist kein directer Zusammenhang zwischen diesem und dem Kalklager nachzuweisen, in dessen Streichen ungefähr dieses Erzvorkommen liegt. Vielmehr tritt hier das Manganeisenerz, das, soweit es abgebaut wird, zwischen 14—22% Mn und 20—32% Fe enthält, im Hangenden von röthlichem oder gelblichweisslichem Schieferthon, sowie innerhalb desselben und im Liegenden von gelblichweissem, leicht verwitterndem Sandstein auf. Das Erz ist Manganeisenmulm mit Braunsteinknollen. Es bildet theils ein kesselförmiges Lager auf dem Schieferthon, theils eine stockförmige Masse zwischen diesem und dem Sandstein. Über die geologischen Beziehungen dieser Nebengesteine des Erzes lässt sich Verf. nicht aus. Er vermuthet jedoch, dass auch dieses Erzvorkommen in Beziehung zu dem daselbst (wohl infolge tektonischer Störungen) nicht nachgewiesenen Kalksteinflötz steht. 2 km westlich von Amalienshöhe bei Walderbach aber tritt dies letztere wieder zu Tage und es wurde daselbst früher Braunstein abgebaut.

Bei Stromberg finden sich in gelbem Letten, der sowohl auf den Schichtenköpfen als im Hangenden des Kalklagers ausgebildet ist, bis centnerschwere Knollen von Manganeisenstein.

Ausserdem werden noch Manganz-Vorkommen aus der Nähe des Jägerhauses im Morgenbachtal nördlich von Bingerbrück und von Seibersbach erwähnt, die mit tertiären Ablagerungen in Verbindung stehen.

[Im Ganzen scheint ziemlich grosse Ähnlichkeit zwischen diesem von BUCHRUCKER beschriebenen Manganz-Vorkommen und denjenigen des Odenwaldes zu bestehen, welche nach der Auffassung von CHELIUS durch Verwitterung des Zechsteindolomites entstanden sind. Ref.]

G. Klemm.

H. V. Winchell: Historical Sketch of the Discovery of Mineral Deposits in the Lake Superior Region. (Geol. and Nat. Hist. Survey of Minnesota. 23. Rep. for 1894. 116—155. Minneapolis 1895.)

Die planmässige Ausbeutung der reichen Mineralschätze in der Umgebung des Lake Superior hat vor etwa 50 Jahren begonnen. Die ersten Anfänge von Bergbau, ausgeübt durch die Indianer, reichen jedenfalls in eine sehr weite Zeit zurück. Dieselben scheinen es nicht verstanden zu haben, aus den Erzen, abgesehen von den so leicht reducirbaren Bleierzen, Metalle zu gewinnen. Sie benützten aber das Feuer, um das bekanntlich in grossen Massen auftretende gediegene Kupfer auszuglühen und dann Stücke davon loszuhacken, die sie weiter verarbeiteten. Die ersten weissen Männer betraten jene Gegend in der Mitte des siebzehnten Jahrhunderts und besonders in den Berichten der französischen Jesuiten, welche als Missionare dorthin vordrangen, finden sich Nachrichten über das Kupfer u. s. w. Der erste Versuch, das Kupfer bergmännisch zu gewinnen, wurde 1773 von ALEXANDER HENRY unternommen. Jedoch schon im folgenden Jahre zer- schlug sich das Unternehmen.

Erst der im Jahre 1838 zum Staatsgeologen von Michigan ernannte Dr. DOUGLASS HOUGHTON, der 1845 im Lake Superior ertrank, erkannte den Reichthum jener Gegend an Kupfer und war unermüdlich für deren Aufschliessung thätig. Die erste rationelle bergmännische Unternehmung war die der Lake Superior Mining Company, welche errichtet wurde, nachdem im Jahre 1843 jenes Gebiet aus dem Besitz der Chippewa-Indianer in den der Vereinigten Staaten übergegangen war.

Eisenerze wurden zuerst in Neuschottland entdeckt 1603; in der Provinz Quebec bestand schon um 1630 ein Eisenhochofen. Auf die Eisenerze im südlichen Theil von Michigan und Wisconsin machten 1839—40 HOUGHTON, DOUGLAS, HUBBARD und DAVID DALE OWEN aufmerksam.

Die Eisenerze der Gegend von Marquette fand 1845 der Staatsgeologe A. BURT auf, diejenigen bei Menominee 1848 J. W. FOSTER und S. W. HILL. Erstere wurden schon 1845, letztere erst seit 1872 ausgebeutet, nachdem die erste Entdeckung in Vergessenheit gerathen war. Erst 1866 wurden die Menominee-Erze wieder aufgefunden und auch H. CREDNER, der 1867 jene Gegenden bereiste, erwähnt ihrer.

Der Penokee-Gogebic-Eisenerzbezirk ist seit 1848 durch RANDALL'S Forschungen bekannt geworden. Der Abbau begann erst 1884.

Am Vermilion-See fand H. EAMES 1866 Eisenerz auf; 1875 ward hier der Bergbau eröffnet. Derselbe Geologe versuchte zu gleicher Zeit die Nutzbarmachung der Eisenerze am Mesabi zu veranlassen, über die schon 1850 J. NORWOOD berichtet hatte. Auch hier fand aber erst viele Jahre später, nämlich erst 1891 ward hier Eisenerz in grösseren Mengen gewonnen.

Gediegenes Silber kannte man schon seit der Entdeckung der Kupfermassen am Lake Superior, mit denen es oft gemeinsam auftritt. Erst LOGAN und SHEPARD suchten 1846 speciell nach ersterem. Obwohl in der Folgezeit auf mehreren Gruben nicht unbeträchtliche Mengen von gutem Silbererz, sowie metallischem Silber gefördert wurden, gingen doch sämtliche wieder ein.

Auch der Goldbergbau hat bis jetzt keine kräftigen Blüten zu treiben vermocht; nur ein Werk ist noch mit Erfolg in Betrieb.

Der Aufsatz schliesst mit dem Hinweise, dass die Entdeckung fast aller Erzlagerstätten um den Lake Superior den amerikanischen Staatsgeologen zu verdanken ist, dass aber deren Berichte oft erst lange Zeit nach ihrem Erscheinen Würdigung und praktische Verwerthung fanden.

G. Klemm.

S. Rieger: Das Quecksilber-Berg- und Hüttenwerk zu St. Anna in Oberkrain. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1897. No. 37, 38.)

Das Erzvorkommen wird als stockförmiges bezeichnet und gehört nach H. HOEFER dem gleichen Horizont an, wie jenes von Idria, nämlich den Kalken und Schiefen der Wengerer Schichten. Es entspricht dem Typus Almaden: Sedimentärgesteine mit Zinnoberausscheidungen. Die reichsten Erze stammen aus dem Tiefbau und kommen dort namentlich in der Grenzzone des Kalkes gegen den Schiefer und theilweise in diesem selbst vor. Die Stahl-, Ziegel-, Leber- und Korallenerze gleichen durchaus den bezüglichen Idrianer Vorkommen. Auch Erze von stark krystallinischem Gepräge kommen vor. Das Bergwerk wird seit 1762 mit Unterbrechungen betrieben. Der neue geregelte Abbau datirt seit December 1873 und seit der Zeit bis Mitte Mai 1897 wurden erzeugt 7775 Flaschen, d. i. 2679 Metercentner Quecksilber; besonders seit 1886 hat sich die Erzeugung bedeutend gehoben.

Katzer.

F. Katzer: Die Grottauer Braunkohlenablagerung in Nordböhmen. (Separat-Abdruck aus der Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 45. 21 S. in 8°. 1 Taf. 1897.)

Die bei Grottau an der sächsischen Grenze zu beiden Seiten der Neisse sich erstreckende Braunkohlenablagerung bildet einen Ausläufer der grossen Zittauer Mulde und gehört dem älteren Miocän an. Sie stellt eine nach N. offene Halbmulde mit N.—S. gerichteter Muldenlinie dar; die Schichten des Westflügels liegen fast horizontal, diejenigen des Ostflügels fallen stärker ein und sind im Gegensatze zu denen des ersteren

vielfach gestauch und durch vorwiegend N.—S. streichende, W. fallende Verwerfungen gestört, deren Entstehung Verf. in die mittlere Miocänzeit verlegt. Eine Hauptverwerfung, an welcher der östliche Muldenflügel abgesunken ist, nimmt Verf. unter dem Alluvium des Neissethales an, da die Störungen dieses Muldenflügels durch Abgleiten nach W. in das tiefe diluviale Neissethal und Stauung am Westflügel nicht erklärt werden können. Die Schichtenfolge besteht unter wenigen Metern Diluvium aus einem vielfachen Wechsel von Letten und meist geringmächtigen Braunkohlenflötzen nebst untergeordneten Triebandschichten. Im Westfelde ist ein bis zu 10 m mächtiges Flötz bekannt, welches im Ostfelde anscheinend durch eine Anzahl geringmächtiger Flötze mit sehr dünnen Lettenzwischenmitteln vertreten wird. Eine charakteristische Lettenlage, der sogen. Leitletten, ermöglicht die Identification der verworfenen Flötztheile.

Die Tafel giebt ausser einem Situationsplan und einem Querprofil durch die Mulde zwei Schachtprofile und einige Bilder aus den Grubenbauen, welche die Faltung und Stauchung der Schichten veranschaulichen.

L. Beushausen.

W. Jičinský: Die Grubenverhältnisse der Witkowitz Steinkohlengruben in Petrzowitz, Preussisch-Schlesien. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1897. No. 16. 1 Taf.)

Die Abhandlung bietet, nebst zahlreichen bergtechnischen Angaben, auf Grund eines sehr klaren, vom Culm bei Hoschtialkowitz ostwärts bis über Hruschau hinaus geführten Profiles, eine Erläuterung der tektonischen Verhältnisse der Petrzowitz Steinkohlenablagerung. Durch einen von West her wirkenden Druck (welchen Verf. den eruptiven Massen des Sudetenmassivs zuschreibt) wurde die grosse Flötzfaltung von Petrzowitz bis Hruschau bewirkt. Es sind hauptsächlich vier grosse, mit Verwerfungen verbundene Faltungen, welche nach Jičinský in der Druckrichtung, also von West nach Ost, an Tiefe abnehmen, so dass die westlichste Flötzfalte bis auf etwa 440 m, die folgenden dann auf 300, 170 und 80 m Tiefe herabgehen. Die durch die starke Faltung bewirkten Bruchflächen fallen alle unter etwa 45° nach West ein. Die horizontalen Entfernungen der Brüche verhalten sich zueinander wie die Tiefen der Einfaltungen, d. h. wie 6 : 4 : 2 : 1. Die im Centrum des Revieres ausgeprägten Faltungen mit einem auf die Hauptstörungen fast senkrechten, nämlich süd-nördlichen Streichen, sind nicht durch den von West wirkenden Druck bewirkt, sondern gehören einer viel jüngeren geologischen Epoche an und werden vom Verf. auf die Basalteruptionen am Jaklowetz zurückgeführt. Katzer.

R. Danilof: Die Cannelkohle des Steinkohlenbergbaues Heinrichsglück-Zeche in Peterswald. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1897. No. 34.)

Der genannte Steinkohlenbergbau liegt ziemlich in der Mitte des Ostrau-Karwiner Revieres. Die Flötze bilden eine nach Südwesten offene

Mulde, welche von der sogen. Mariankakluft, die nach $18^{\text{h}} 10^{\circ}$ streicht, durchsetzt wird. An dieser Kluft soll der nördliche Theil der Mulde, nach Angabe des Verf.'s, um 60 m gegen den südlichen, ungestört gebliebenen, gehoben worden sein. Im südlichen Theil nimmt Cannelkohle an der Kluft im Eugenflötz, in dessen Sohle Sigillarien gefunden wurden, die ganze Flötmächtigkeit von 1,3 bis 2,1 m ein, geht aber in einiger Entfernung von derselben sowohl im Streichen als im Verfläichen in gewöhnliche Schwarzkohle über. Das Flötz im nördlichen Muldentheile, welches mit dem Cannelkohlenflötz identificirt wird, enthält jedoch keinen Cannel, welcher nur im Liegenden desselben in einem Schmitz auftritt. Die Entstehung der Cannelkohle wird harzreichen Pflanzen zugeschrieben. [Wenn das Cannelkohlenflötz wirklich von der Mariankakluft abgeschnitten wird und über diese hinaus im nördlichen Muldentheil völlig fehlt, dann wäre wohl ein eventueller ursächlicher Zusammenhang der Cannelkohlenausbildung mit der Kluft erwägenswerth. Ref.]

Katzer.

Ch. W. Hayes: The Tennessee Phosphates. (17. Rep. U. St. Geol. Survey. P. II. 513—550. pl. L—LV. Washington 1897.)

Im westlichen Tennessee sind 1893 grosse Phosphatlager entdeckt worden, über welche bereits der vorjährige Report ausführliche Mittheilungen enthält. Man unterscheidet schwarze Phosphate, welche wie die sie enthaltenden devonischen Sedimente noch auf primärer Lagerstätte sich befinden und weisse von viel jüngerem Alter, welche höchst wahrscheinlich umgelagert sind. Die ersteren liegen an der Basis des Devon, entweder unmittelbar auf blauem silurischen Kalk oder davon nur durch eine höchstens 4—6' mächtige Bank von festem quarzitischem devonischen Sandstein getrennt. Überlagert werden sie von einem kohlereichen bis 6' mächtigen Schieferthon, dann folgen blaugrüne, nur 8—14" mächtige Sandsteine mit zahlreichen Phosphatknollen, dann schon das Carbon; alle in nahezu horizontaler und fast ungestörter Lagerung. Die Phosphatknollen werden meist von Glaukonit begleitet, sie bilden z. Th. regelmässige Kugeln von einigen Zoll Durchmesser, z. Th. mehrere Fuss grosse elliptische Massen, haben z. Th. concentrisch-schalige Structur und enthalten neben 60—70% $\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$ noch Kieselsäure, kohlige Substanz und Eisenkies. Sie erscheinen bald einzeln, bald massenhaft, sind aber im Allgemeinen nicht abbauwürdig, wenn sie nicht mit schwarzem geschichteten Phosphat zusammen vorkommen. Dieses letztere erscheint in Kügelchen (isotrop, braun, durch Muschel- und andere organische Fragmente verkittet) oder compact (die Kügelchen eng aneinander gedrängt) oder conglomeratisch (neben grösseren Phosphatkörnern Quarzgerölle in wechselnden Mengen) oder blätterig-schalig. Es entstand durch langsame Anhäufung Phosphorsäure enthaltender Organismen am Meeresgrunde. Da in der ganzen südlichen appalachischen Provinz zweifellos eine grosse Lücke zwischen Silur und Devon existirt — die in den nördlichen Appalachen mehrere Hundert und selbst Tausende von Fuss mächtigen Ablagerungen sind hier auf wenige Zoll zusammen-

gedrängt —, trotzdem aber eine Schichtendiscordanz nicht nachzuweisen ist, muss angenommen werden, dass hier in jener Zeit nicht etwa ein der Erosion unterworfenes Festland lag, sondern dass vielmehr, etwa infolge starker Strömungen, lange Zeit gar keine oder nur höchst geringe Sedimentbildung vor sich ging. Da die eben genannten Glieder des Devon nach SW. hin anschwellen, gleichzeitig hier auch der Quarz-Detritus zunimmt, lag das Festland wahrscheinlich in Arkansas, wo sich in der That im unteren Palaeozoicum Erosionsspuren nachweisen lassen. Nach Ablagerung des silurischen Kalkes sollen sich die Bedingungen für Kalk abscheidende Organismen plötzlich zu Gunsten Phosphat abscheidender geändert haben und die See dabei flach genug gewesen sein, um Umlagerungen und Zusammenschwemmungen der Sedimente und hier und da auch Mischungen mit Quarzgeröllen durch Strömungen zu gestatten. Durch zeitweilige Zufuhr von thonigem Kalk entstanden die Schichten mit Phosphatknollen, durch Zufuhr des Detritus krystalliner Gesteine mit erheblichem Alkaligehalt bei abnehmender Intensität der Strömungen, die weit und höchst gleichmässig ausgedehnten glaukonitischen Phosphatlager. Mit dem Carbon änderten sich dann die Bedingungen für die Sedimentation völlig.

Die weissen Phosphate sind stets mit carbonischen Sedimenten vergesellschaftet, welche eine Mächtigkeit von 250—300' erreichen. Sie sind fast immer gemengt mit Feuersteinmassen, und erscheinen in einer steinigen, einer breccienartigen und einer blätterigen, schichtigen Varietät. Ihre Entstehung verdanken sie wohl einer Auslaugung der älteren Sedimente durch die oberflächlichen kohlen säurehaltigen Gewässer; sie sind daher weniger verbreitet, meist auf die Nähe der Oberfläche beschränkt, und wohl zum grossen Theil auch schon der Erosion wieder anheimgefallen. — Die Verbreitung der Phosphate ist auf mehreren Karten dargestellt und die einzelnen Ablagerungen sind näher beschrieben. **O. Mügge.**

N. H. Darton: Preliminary Report on Artesian Waters of a Portion of the Dakotas. (17. Rep. U. St. Geol. Survey. P. II, 603—694, pl. LXIX—CVII. Washington 1897.)

Die Arbeit ist ganz wesentlich von localem Interesse. Sie enthält neben einer allgemeinen geologischen Übersicht namentlich die Bohrprofile zahlreicher artesischer Brunnen in Dakota, auch Abbildungen derselben, Karten ihrer Verbreitung, des Wasserdruckes, Beschreibung der Bewässerungs-Anlagen und der damit erzielten Erfolge, endlich Winke über Construction und Handhabung der Brunnen. **O. Mügge.**

J. Böckh: Daten zur Kenntniss der geologischen Verhältnisse im oberen Abschnitte des Iza-Thales mit besonderer Berücksichtigung der dortigen Petroleum führenden Ablagerungen. (Mitth. a. d. Jahrb. der k. ungar. geol. Anst. 11. 1—93. Geol. Karte 1:75 000. 1897.)

L. Roth v. Telegd: Studien in Erdöl führenden Ablagerungen Ungarns. 1. Die Umgebung von Zsibó im Comitate Szilágy. (Ebend. 11. 261—298. Geol. Karte 1:75 000. 1897.)

Die beiden Abhandlungen eröffnen die Reihe von Forschungen nach Petroleum führenden Ablagerungen, im Bereiche des ungarischen Antheiles an den Karpathen, zum Zwecke der Durchführung von Tiefbohrungen.

Das Iza-Thal liegt im Com. Marmarosch und zieht sich von Sziget in das Rodna-Gebirge hinauf. Es ist ein Gebiet, welches vielfach untersucht worden ist, so von AL. v. ALTH, FR. v. HAUER, G. PRIMICS, HUGO ZAPALOWITZ, E. TIETZE, J. NOTH und Anderen, und wo auch bereits seit langem Spuren des Vorkommens von Bitumen bekannt geworden sind.

Ausser sporadisch auftretenden krystallinischen Schiefen und krystallinischen Kalken im äussersten SO., spielt weiter im SW. die „obere Kreide“ eine wichtigere Rolle. Conglomerate derselben treten im Osten, ähnlich wie die alten Gesteine, aus der zusammenhängenden Decke der eocänen Flyschgesteine hervor, um gegen Westen mit Sandsteinen weithin zusammenhängende Züge zu bilden. Fossilien wurden in diesen Bildungen nicht gefunden, ebensowenig Spuren von Bitumen. Nummulitenkalke, rothe Mergelschiefer, Schieferthone und grünliche Sandsteine bilden die untere Gruppe des Eocän, während die mittlere Gruppe von Sandsteinen mit Hieroglyphen, kohligen Spuren und schwarzen, an den oligocänen Menilschiefer erinnernden Schiefen, die obere Gruppe von grauen bis bräunlichen mächtigen kalkhaltigen Sandsteinen mit Schieferthonzwischenmitteln und schwachen Kohlschiefern gebildet werden. Die letztere Gruppe ist reich an Bitumenspuren. Steil aufgerichtete Sattelbildungen! Darüber folgen dann die oligocänen Menilschiefer mit bitumenösen Sandsteinen und gelbe oberoligocäne Sandsteine mit kugeligen Verwitterungserscheinungen („Kugelsandstein“).

Dem bitumenführenden Miocän gehören auch Dacittuffe und Gypse der salzföhrnden Formation, Breccien und Conglomerate von Amphibol-Andesit an. Böckh erwartet aus dem Miocän keine dauernde und grössere Petroleumgewinnung, und setzt seine Hoffnung auf das obere Eocän und dessen Sattelbildungen. Diese und ihr Liegendes sollen durch eine Bohrung bei Szacsal im Osten erschlossen werden, während ein Bohrloch bei Konyha im Westen besonders die oberen Partien der oberen eocänen Gruppe aufschliessen soll.

Das Untersuchungsgebiet der zweitgenannten Abhandlung liegt im SW. des zuvor besprochenen, in dem Thalbecken der hier süd-nördlich verlaufenden Szamos, südlich der im Glimmerschiefer liegenden Enge, in welcher sie die nördlichen Ausläufer des siebenbürgischen Erzgebirges durchbricht. Das erwähnte Thalbecken liegt über einer tief hinein abgetragenen Sattelbildung, deren Schenkel flach gegen O. und W. abfallen. Den Sattelkern bilden Sandsteine, Süsswasserkalke und Mergel, sowie bunte Thone und Conglomerate, als Unter-(?)Eocän bezeichnet, welches weithin von Diluvial- und Alluvial-Ablagerungen bedeckt ist, während gegen W. aufgerichtete pontische Schichten über „obermediterranen“ gypsfüh-

renden Thonen, Mergeln, Sanden, Conglomeraten und Quarz-Andesit-Tuffen auftreten. Im Osten folgen vor dem fraglichen Untereocän die mittel- und obereocänen Bildungen, die nummulitenführenden Ablagerungen, mit Thonen, Mergeln und Süsswasserkalk in ihrem mittleren Gliede. — Die unter-(?)eocänen rothen sandigen Thone und mürben Sandsteineinlagerungen, und zwar besonders im Westflügel, bilden den ölführenden Schichtencomplex, unter welchem entweder direct der Glimmerschiefer oder noch eine obercretazische Ablagerung auftreten soll. Die Bohrungen werden theils im Verlaufe der Sattellinie, theils auf der westlichen, gefalteten Flanke in Vorschlag gebracht (im N. von Zsibó). F. Toula.

Experimentelle Geologie.

C. F. W. A. Oetling: Vergleichende Experimente über Verfestigung geschmolzener Gesteinsmassen unter erhöhtem und normalem Druck. (Min. u. petr. Mitth. 17. 331—373. 1897.)

F. Becke: Bemerkung zu obiger Arbeit. (Ebenda. 17. 387. 1897.)

Nach einem historischen Überblick über die wichtigsten bisher bekannt gewordenen hierher gehörigen Verhältnisse, beschreibt Verf. einen von ihm construirten Apparat, welcher es ermöglicht, kleinere Quantitäten von Gesteinsmaterial unter Druck zu schmelzen und abzukühlen.

Wärmequelle ist ein elektrischer Strom mit durchschnittlich 140 Ampère, welcher durch die Schmelzmasse durchgeführt wird. Die Quelle des Druckes ist flüssige Kohlensäure, die durch Wärme und von der entgegengesetzten Seite eingepresstes Wasser in den Schmelzraum eingetrieben wird.

Die Beobachtung während des Schmelzvorganges geschieht durch ein in der stählernen Umhüllung angebrachtes Bergkrystallfenster.

Die Resultate sind hauptsächlich folgende:

Andesit absorbirt beim Schmelzen unter gewöhnlichem Atmosphärendruck Stickstoff, welcher beim Erkalten entweicht und so zu einem blasigen Erstarrungsproduct Veranlassung giebt.

Der Druck steigert die Reactionsfähigkeit der in den Schmelzen enthaltenen Stoffe. Al_2O_3 ist unter Druck in geschmolzenem Borax nicht leichter löslich. Erhöhter Druck macht die flüssigen Magmen zäher und vermindert dadurch die Krystallisationsfähigkeit. Bei den Silicatschmelzen sinkt der Erstarrungspunkt mit steigendem Druck bei anderen Körpern, z. B. beim Eisen, steigt er. Daher befördert der Druck weder in kiesel-säurereichen noch -armen Gesteinen die Krystallisation, vielmehr krystallisieren die Magmen bei abnehmendem Druck und gleichzeitig abnehmender Temperatur besser.

[Diese Versuche, welche durch die Zusammenstellung des Apparates sehr verdienstlich sind, können noch nicht als abgeschlossen bezeichnet werden, weil die Abkühlungsdauer nicht den Angaben bei FOUQUET und

MICHEL-LÉVY entsprechend lang war. Auch enthält die Arbeit einzelne Widersprüche, wie z. B. beim Erstarrungspunkt, der bei Silicatschmelzen bei steigendem Druck sinken soll, während doch früher angegeben wird, dass die Silicate bei der Krystallisation eine Volumverminderung erfahren. Dies alles wird sich aber, wie sicher anzunehmen ist, bei einer Fortsetzung dieser interessanten Versuche aufklären. Ref.]

Die Bemerkung F. BECKE's bezieht sich auf die Richtigstellung zweier Citate des Verfassers. G. Linck.

Geologische Karten.

A. Hague, J. P. Iddings and W. H. Weed: Geologic Atlas of the United States Yellowstone National Park. (U. S. Geol. Survey. fol. 9 p. of text with 1 geological and 1 topographic map in 4 sheets. Washington 1896.)

Die Karte des Yellowstone National-Parks liegt in 4 topographischen und ebensoviel geologischen Blättern im Maassstabe 1:125 000 vor. Den Begleitworten, bei denen A. HAGUE den allgemeinen, W. H. WEED den sedimentär-stratigraphischen und J. P. IDDIGS den petrographischen Theil übernommen hat, entnimmt Ref. folgende Daten.

Den mittleren Theil des Yellowstone-Parkes bildet ein breites, vulcanisches Plateau von etwa 8000 Fuss Seehöhe, das rings von Randgebirgen eingeschlossen ist, die das Plateau noch um 2—4000 Fuss überragen. Archäische Gesteine — Granite, Gneisse und krystalline Schiefer — treten nur stellenweise in den randlichen Ketten auf. Der Sheridan-Quarzit, der wegen seiner Ähnlichkeit mit gewissen Rocky Mountains-Gesteinen zum algonkischen System gestellt wurde, tritt nur in kleinen isolirten Partien im Süden des National-Parks zu Tage; seine Beziehungen zum Archaicum sind nicht festgestellt. Discordant über den archäischen Schichten liegt in den randlichen Ketten ein mächtiges Sedimentgebirge, in dem sämtliche Formationen vom Cambrium bis zur höchsten Kreide ohne grössere Lücke vertreten zu sein scheinen.

Die ältesten fossilführenden Schichten sind Kalke und Schiefer, die dem Mittelcambrium angehören; zwischen diesen und dem Grundgebirge liegen noch fossillere Schiefer, Quarzite und an der Basis Conglomerate. Über der Flathead-Formation, wie man diesen ganzen Schichtencomplex genannt hat, folgt ein fossillerer compacter Kalk, der Gallatin Limestone; dünner geschichtete Kalke, die ihn überlagern, enthalten eine obercambrische Fauna. Das Silur vertritt ein sandiger, fossilarmer Kalkstein, der Jefferson Limestone, das Devon der mehr thonige Threeforks Limestone, beide nicht über 200 Fuss mächtig. Dagegen wird der untercarbone Madison Limestone bis zu 1600 Fuss mächtig und tritt im Landschaftsbilde sehr deutlich hervor. An der Grenze gegen das Mesozoicum, die keineswegs eine scharfe ist, liegen die fast fossilleren Quadrantquarzite. Die Jura-Trias-Ablagerung theilt man in zwei Abtheilungen; die untere oder

Teton-Formation, wahrscheinlich das Aequivalent der wohlbekannten Red Beds in Wyoming und Colorado, ist vorwiegend sandig und bis auf einige *Lingula*-ähnliche Schalen fossilieer; die obere oder Ellis-Formation führt in verschiedenen Horizonten jurassische Versteinerungen. In der Kreide unterscheidet man vier Abtheilungen. Zu unterst liegt der Dakota-Sandstein mit einer Schicht von Süßwasser-Conchylien; darüber folgt die sehr mächtige Colorado-Formation, Schieferthone, unreine Sandsteine und Kalke, stellenweise mit mariner Fauna und undeutlichen Pflanzenresten. Die Montana-Formation besteht wesentlich aus Sandsteinen, deren marine Fauna nur schwer von der der vorhergehenden zu trennen ist. Auch die Laramie-Kreide ist hauptsächlich sandig, allerdings mit starker Beimengung von Thon und Kalk; sie enthält eine Brackwasser-Fauna und eine reiche Flora, stellenweise kommt es sogar zur Bildung von Kohlenflötzen. Nach Abschluss der Laramie-Periode wurde die concordante Serie der palaeozoischen und mesozoischen Sedimente über den Meeresspiegel gehoben und gefaltet. Discordant auf aufgerichteten Laramie-Schichten liegt an einzelnen Punkten das Pinyon-Conglomerat, das zum Eocän gestellt wird und das jedenfalls älter ist als die vulcanischen Ablagerungen, welche im Tertiär des Yellowstone-Gebietes die Hauptrolle spielen. Ausser dem Pinyon-Conglomerat existirt im Tertiär nur noch eine echt sedimentäre Ablagerung, das jungtertiäre Canyon-Conglomerat, das in einigen Flussthälern beobachtet wurde.

Die ältesten Massen-Gesteine, die im Gebiete des Yellowstone-Parks auftreten, sind Andesit-Porphyre, die in Gestalt von Lakkolithen und Gängen sämtliche Gesteine der Gallatin-Kette, des nordwestlichen Randgebirges durchschwärmen. An der gleichen Localität treten, ebenfalls intrusiv, Dacit-Porphyre auf, die aber nachweislich jünger sind als die andesitischen Gesteine.

Effusivgesteine überdecken weitaus den grössten Theil des Yellowstone-Parks. Zu den ältesten Gesteinen dieser Art gehören die andesitischen Ströme und Breccien, die sich an der nördlichen Grenze des Gebietes finden, aber keine ausgedehnte Verbreitung besitzen. Eng verbunden mit ihnen, aber etwas jünger sind basische Agglomerate und Breccien mit eingeschalteten Lavaströmen, die in der Absaroka-Kette eine Mächtigkeit von mehreren Tausend Fuss erreichen. Während der frühen Ausbruchperiode, der diese Gesteine angehören, war ein reiches Pflanzenleben im Yellowstone-Gebiet entwickelt, dessen Spuren sowohl in den älteren, sauren, wie den jüngeren, basischen Tuffen enthalten sind. Die Floren beider Ablagerungen sind recht verschieden von einander; die ältere ist charakterisirt durch *Sapindus affinis*, *Cornus acuminata*, *Populus speciosa* und *Sequoia couttsiae* und gilt noch als alttertiär; die jüngere lieferte u. A. *Platanus guillelmae*, *Laurus californica*, *Magnolia spectabilis*, *Planera longifolia*, *Aralia Whitneyi*, und gilt bereits als jungtertiär. Zusammen mit ihr treten zahlreiche verkieselte Stämme auf, die öfters noch aufrecht stehen. An der Grenze zwischen sauren und basischen Gesteinen tritt eine Flora mit *Platanus montana*, *Quercus yanceyi*, *Laurinoxylon amethystenum*

und *Populoxylon Wardii* auf, die etwa die untere Grenze des Neogens bezeichnen könnte. Die Flora der basischen Breccie erhielt den Namen Lamar-Flora.

Local treten über den basischen Breccien Gesteine auf, die man als trachytische Rhyolite bezeichnet hat, in den meisten Fällen werden die Breccien jedoch von Basaltströmen bedeckt, deren Mächtigkeit bis zu 1000 Fuss steigt. Diese Basalte trennen die älteren Breccien von einem sehr mächtigen System von jüngeren Breccien und Tuffen, das dem älteren ausserordentlich ähnlich ist, auch insofern, als auch hier die sauren Gesteine im Liegenden, die basischen im Hangenden sich finden. Diese jüngeren Breccien sind ungefähr 3000 Fuss mächtig. Die jüngeren Breccien werden von Andesit- und Basaltströmen bedeckt und von zahlreichen Intrusivgesteinen durchsetzt. Alle die bisher genannten Gesteine treten vorwiegend in den Randgebirgen auf. Nach dem Ausbruch der letztgenannten Andesite und Basalte ruhte die vulcanische Thätigkeit eine Zeit lang und es trat eine Periode tiefgehender Erosion ein. Nach Ablauf dieser Ruheperiode brachen mächtige Ströme von Rhyolit aus, welche besonders die Depression des National-Parks bis zu einer gewissen Höhe aufführten. Mit diesen gewaltigen Rhyolit-Ausbrüchen und lokalen Basalergüssen, die noch in die Pliocänzeit fallen, schliesst die eruptive vulcanische Thätigkeit im Yellowstone-Gebiet ab. Während der Diluvial-Periode, in der das hochgelegene Gebiet naturgemäss der Schauplatz einer mächtigen Vereisung wurde, fanden keine Eruptionen mehr statt, wohl aber setzte eine äusserst lebhafteste Solfataren-Thätigkeit ein, die in vermindertem Maassstabe bis auf den heutigen Tag anhält und die dem Yellowstone-Park seinen Weltruf geschaffen hat. Die Wirkung der heissen Quellen, Geysirs und Solfataren ist eine doppelte; sie zersetzen einerseits die jungen Rhyolite, an deren Vorkommen sie immer geknüpft sind und mit deren ursprünglichen Ausbruchscanälen sie wahrscheinlich in engster Verbindung stehen; andererseits lagern sie gewisse Produkte, die sie den Eruptivgesteinen entnehmen, in der Form von Kieselsinter etc. ab. Beide Processe gehen, wie uns die heutigen Geysire belehren, recht langsam vor sich, und es waren daher unendlich lange Zeiten nothwendig, um Sinterablagerungen von einer Mächtigkeit hervorzurufen, wie man sie im Yellowstone-Gebiet beobachtet. Thatsächlich waren auch schon vor Eintritt der allgemeinen Vereisung heisse Quellen thätig, wie die ältesten Theile der Terrassen des Mammoth Spring beweisen, die von Moränen überlagert werden.

Die heissen Quellen des Yellowstone-Parks kann man in drei Hauptgruppen theilen: Die erste enthält kohlen-sauren Kalk, die zweite freie Kieselsäure, die dritte kiesel-saure Alkalien in Lösung. Zur ersten Gruppe gehören die berühmten Mammoth hot springs, deren Absätze lediglich aus Travertin bestehen. Die sauren Quellen der zweiten Gruppe setzen ausser Kieselsinter Krusten von Alaun und schön gefärbten Eisensalzen, auch Schwefelkrystalle ab. Die alkalischen Quellen endlich, zu denen alle Geysirs gehören, scheiden hauptsächlich amorphe Kieselsäure in ungeheurer Formenmannigfaltigkeit ab.

Die Zahl der im Yellowstone-Park bekannten heissen Quellen beträgt über 4000, darunter sind etwa 100 Geysire. Unter letzteren springt am regelmässigsten der bekannte Old Faithful, der ungefähr alle 65 Minuten einen Ausbruch hat, welcher etwa $4\frac{1}{2}$ Minuten anhält und bei dem die Wassersäule 95—130 Fuss in die Höhe geschleudert wird.

Die Geysir-Phänomene werden durch schöne Autotypien erläutert, wie überhaupt die ganze Ausstattung des Werkes vornehm und seines Gegenstandes würdig ist.

E. Philippi.

Geologische Beschreibung einzelner Gebirge oder Ländertheile.

Fr. Pfaff: Untersuchungen über die geologischen Verhältnisse zwischen Kandern und Lörrach im badischen Oberlande. (Ber. naturforsch. Gesellsch. zu Freiburg i. B. 7. 1893. 117.)

Verf. war hauptsächlich von der Absicht geleitet, die Lagerungsverhältnisse im Süden von Kandern längs der verlängerten Haupt-Schwarzwald-Verwerfung klar zu stellen und zu ermitteln, in welcher Weise sich die Abbruchserscheinungen bei allmählicher Entfernung vom Schwarzwalde ändern. Zu diesem Behufe musste zuerst eine genaue Gliederung namentlich der Trias-, Jura- und Tertiärbildungen vorgenommen werden, welche Arbeit durch die weit ausgebreitete Lössdecke sehr erschwert wurde. Auf Grund eingehender Detailbeobachtungen gelangt Verf. zu dem Ergebnisse, dass die Haupt-Schwarzwald-Dislocationslinie von der Kanderer Ecke bis zum Heuberg (ca. 1 km) eine Verwerfung ist, die auf kurze Strecke von einer zweiten, parallel laufenden Bruchlinie begleitet wird. Weiter südlich vervollständigt sich die Schichtfolge derart, dass nur noch eine Flexur vorliegt, die sich bis nach Egerten verfolgen lässt. Hier, wo die Hammersteiner Flexur zur Hauptdislocation stösst, tritt wieder Bruch ein, der sich als Verwerfung bis in den Altengrund erstreckt. Aus dieser Verwerfung geht weiter südlich bis zum Rheine wieder eine Flexur hervor. Es herrscht demnach auf der Strecke von der Kanderer Ecke bis zum Rheine ein mehrmaliger Wechsel zwischen Flexur und Verwerfung. Die Verlängerung der Verwerfung ist jeweils an die Stelle der Flexur zu legen, an welcher die grössten Fallwinkel auftreten. Die Arbeit enthält eine Tafel mit Profilen und einem tektonischen Kärtchen.

V. Uhlig.

E. Harlé: Observations sur les alluvions de la Garonne dans la région de Toulouse. (Bull. soc. géol. France. (3.) 23. 1895. 490.)

Zwischen Cazères und Toulouse hat die Garonne ein rechtes Steilgehänge, ein in 3 Terrassen abgestuftes linkes Ufer; ihren Untergrund bildet an vielen Stellen tertiärer Mergel (oligocän? miocän?). Das rechte

Ufer wird aus Tertiärmergeln gebildet, auf dem linken Ufer tritt unter dem alluvialen Kies in den Bachbetten der Zuflüsse ebenfalls der tertiäre Untergrund hervor. Dem Einfluss der Atmosphärlilien, insbesondere den von W. her kommenden Regen schreibt Verf. es neben dem Unterwaschen durch den Fluss zu, dass stets von der rechten Seite Mergelpartien abrutschen, die dann von der Garonne fortgeführt werden. Die Flussgehänge der Garonne sind nicht 200 m von einander entfernt; die gegenwärtige Periode ist eine relative Trockenperiode und daher eine Epoche des Eingrabens. Während der nächsten Regenepoche wird die Garonne in einer Periode der Verbreiterung sein und sodann eine Kiesebene schaffen.

Joh. Böhm.

F. Fournier: Études stratigraphiques sur le massif d'Allauch. (Bull. Soc. géol. de France. (3.) 23. 1895. 508—545.)

Mit der ausserordentlich interessanten Tektonik des Massivs von Allauch, nordöstlich von Marseille, hat uns bereits MARCEL BERTRAND bekannt gemacht (dies. Jahrb. 1894. II. -290-). Wenn Verf. seine Beobachtungen über diesen Punkt veröffentlicht, so geschieht es, weil er in manchen Einzelheiten, besonders aber in seinen Schlussfolgerungen erheblich von seinem Vorgänger abweicht.

Das Massiv von Allauch selber bildet eine flach gelagerte Platte von trapezoidalem Umriss, die von den höchsten Juraschichten und der Kreide vom Valangien bis zum Senon zusammengesetzt wird und innerhalb deren nur Brüche auftreten. Nur im Norden hängt dieses Massiv durch eine schmale Brücke mit den Massiven von N.-D.-Ste. Ange, Nerthe und L'Etoile zusammen. Das Massiv ist rings von einer Überschiebungs- bzw. Bruchlinie abgeschnitten, längs deren von allen Seiten Antiklinalen an dasselbe herantreten, die gegen das Massiv übergelegt sind und in denen die Faltungsintensität vielfach eine Ausquetschung der weicheren Schichten-complexe hervorgerufen hat. Der Kern dieser antiklinalen Umgrenzung des Massivs von Allauch wird in allen Fällen von Trias gebildet. In der überkippten Antiklinale, die das Massiv im Süden begrenzt, ist der Jura zum grössten Theil ausgequetscht, so dass Rhät unmittelbar an die weissen Kalke mit *Heterodicerias* stösst, ebenso fehlt das Aptien im liegenden Schenkel, während es im Hangenden stellenweise vorhanden ist. An diese Antiklinale schliesst sich im Süden eine Synklinale, die stellenweise in sehr eigenthümlicher Weise von einer mittleren Antiklinale, dem Dôme St. Julien, in zwei secundäre Mulden zerlegt wird. Nach der Fig. 4 Coupe IV, die Verf. giebt, ist das sehr eigenthümliche Gebilde des Dôme St. Julien etwa ein Mittelding zwischen Horst und Gewölbekern. An der Ostseite des Massivs von Allauch verschwindet stellenweise der liegende Schenkel der Antiklinale, man hat es dann scheinbar mit einem einfachen Bruch zu thun, der das Massiv von seiner Umrandung trennt. Äusserst complicirt sind die Verhältnisse in der nördlichen Umrandung, wo die Faltungsintensität zwischen dem Massiv von Allauch und dem nördlich vorgelagerten Massiv von N.-D.-des-Anges ihren Höhepunkt erreicht. Es

kommt dort, am Promontoire des Mies, zur Bildung einer Doppelfalte, deren Muldenausfüllung stellenweise nicht mehr die Oberfläche erreicht, etwa vergleichbar einer Glarner Doppelfalte, bei der das Eocän vom Verrucano vollständig verdeckt ist. Ein Gegenstück zu dieser geschlossenen Doppelfalte ist die pilzförmige Antiklinale des Collet Redon. Im westlichen Theile der Nordumgrenzung rückt das Massiv von Allauch ganz nahe an das Massiv von N.-D.-des-Anges, die Antiklinale, welche beide ursprünglich trennte, wird dadurch zerdrückt und nur ihr innerster, triadischer Kern bleibt in Gestalt eines gangähnlichen Bandes übrig, das sich in einer Breite von wenigen Metern 3 km weit verfolgen lässt. Die Ostumgrenzung des Massivs von Allauch wird von der nach Norden umgebogenen südlichen Antiklinale dargestellt; an der Umbiegungsstelle bemerkt man eine sehr starke Ausquetschung der Schichten. Das flach gelagerte Massiv von Allauch selber zeigt keine Spuren einer erheblichen Faltung; der sogen. Chapeau de Garlaban, wo Neocom auf Cenoman liegt, ist ein Rest der südlichen Überschiebung, der sich auf dem Massiv erhalten hat.

Verf. nimmt an, dass das Kreidemassiv von Allauch sich vor der Hauptfaltung durch eine selbständige Hebung bildete; bei späteren, gebirgsbildenden Processen, die mit dem Danien begannen, im Eogen ihre grösste Intensität hatten und bis ins Quartär reichten, stauten sich die von Süden anrückenden Falten und umgaben das Massiv mit einem fast überall geschlossenen Ringe. Schliesslich gab aber auch das Massiv dem Drucke nach, und die nördliche Antiklinal-Umwallung wurde zwischen ihm und dem Massiv von N.-D.-des-Anges zerdrückt.

Zahlreiche Profile und Constructionen erläutern die höchst interessante Tektonik; leider macht sich bei der Fülle von Einzelheiten der Mangel eines Kärtchens oder Situationsplanes recht bemerkbar. E. Philippi.

E. Haug: Sur les plis à déversement périphérique. (Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 24. 1896. 39—41.)

Verf. erinnert daran, dass der Ausdruck: „pli circulaire déversé en champignon“ für kreisförmige Falten, die rings an ihrer Peripherie überhängen, zuerst von LUGÉON gebraucht wurde, der die Chablais-Breccie in diesem Sinne zu erklären suchte. Nach der Anschauung des Verf. sind auch die Falten der niederösterreichischen Kalkalpen, einige Falten der Kalkalpen zwischen Saalach und Enns und der Salzburger Schieferhülle derartige „Champignon-Falten“. Das Silvretta-Massiv scheint rings von Falten umgeben zu sein, die gegen sein Centrum zu geneigt sind, während das Prättigau eine Mulde darstellt, die auf drei Seiten von liegenden, ebenfalls gegen ihr Centrum überliegenden Falten umschlossen ist.

Das Massiv von Allauch bei Marseille wird fast von allen Seiten von liegenden Falten eingeschlossen, die sich nach der Ansicht von FOURNIER rings an dem Massiv gestaut und gegen sein Centrum übergelegt haben sollten. Verf. erinnert nun daran, dass Falten sich fast immer nach der Seite des geringsten Widerstandes überlegen und nimmt daher an, dass das

Massiv von Allauch ursprünglich eine Depression einnahm wie das Prättigau, und erst später, als die Faltung vorüber war, gehoben wurde.

E. Philippi.

E. Fournier: Note sur la tectonique de la chaîne de l'Etoile et de Notre-Dame-des-Anges. (Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 24. 1896. 255—266.)

Der unter der Bezeichnung: chaîne de l'Etoile bekannte Gebirgszug, dessen östliche Fortsetzung die Kette von Notre-Dame-des-Anges bildet, trennt das grosse Becken von Aix, dessen Sedimente zur Kreide- und Tertiärzeit grossentheils lacustren Ursprungs sind, von dem Tertiärbecken von Marseille. Bisher hatte man angenommen, dass diese Kette eine einfache, gegen das Becken von Aix übergelegte Antiklinale sei, die nur in ihrem nordöstlichen Theile durch das Auftreten von localen Synklinalen etwas verwickelter wurde. Verf. weist jedoch nach, dass die gesammte Kette einen erheblich complicirteren Aufbau besitzt, der besonders durch das klippenartige Auftreten älterer Formationen höchst eigenartig wird.

Im westlichsten Theile der Kette ist ihr Aufbau noch ziemlich einfach und entspricht ungefähr noch der älteren Annahme einer Antiklinale, in deren hangendem Schenkel eine jurassische Schichtenserie ziemlich vollständig zu beobachten ist, während im Liegenden nur Kreide auftritt; der hangende ist also etwas über den liegenden Schenkel hinaufgeschoben. Merkwürdigerweise zeichnet Verf. gerade zwischen dem Bajocien des hangenden und dem Aptien des liegenden Schenkels eine dünne Schicht von Danien-Breccie ein; weder die Zeichnung auf Fig. 1, noch die Annahme eines „petit synclinal secondaire“ hat Ref. dieses Vorkommen irgendwie plausibel machen können. [Auch in Fig. 4 ist das Auftreten der Danien-Breccie im inversen Schenkel, zwischen Urgonien und Aptien, einfach unverständlich, wie überhaupt diese Figur durch falsche Buchstaben widersinnig geworden ist.] Weiter im O. durchsetzt eine streichende Verwerfung den hangenden Schenkel der Antiklinale, wodurch oberer Jura in unmittelbare Nachbarschaft von Rhät gelangt, gleichzeitig richtet sich die bis dahin liegende Antiklinale steil auf und legt sich sogar local nach S. über.

Noch weiter östlich spaltet sich die Antiklinale der Etoile-Kette, ihr südlicher Hauptbestandtheil setzt sich in die Kette von Notre-Dame-des-Anges hinein fort, wobei die tieferen Schichten verschwinden und sehr bald an Stelle der Trias oberer Jura den Gewölbekern bildet. Der nördliche Zweig der Antiklinale erweitert sich zum Massiv von Pignan, das von fächerförmig gestellten Keuper- und Muschelkalkschichten gebildet wird, welche sich an den Rändern des Massiv über Jura, bzw. Kreide legen. Zwischen den beiden Zweigen der Etoile-Kette öffnet sich die Ebene von St. Germain, die von einer Aptien-Mulde eingenommen wird. Innerhalb dieser untercretaceischen Mulde treten kleine, steilgestellte Schollen von Rhät auf, die durchaus den Eindruck von Klippen machen, die aber nach der Ansicht des Verf. Kerne von localen Antiklinalen sind, deren Schenkel

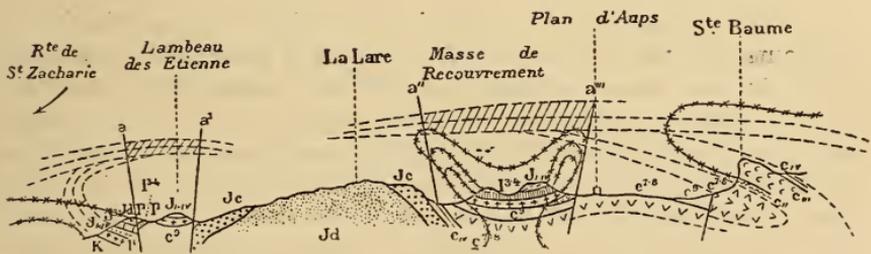
durch Verquetschung vollständig vernichtet worden sind. Die Hauptkette selber wird in ihrem östlichsten Verlaufe noch einmal durch eine Synklinale von untercretaceischen Schichten getheilt. Schliesslich wendet sich die Hauptantiklinale im rechten Winkel nach Süden und verbindet sich mit der peripherischen Falte des Massivs von Allauch. Auf der Südseite schliesst sich der Hauptkette eine Synklinale an, die ihrerseits im Süden durch eine liegende Falte überstürzt ist, deren weiterer Verlauf und Einzelheiten durch Tertiärüberdeckung weiterer Beobachtung entzogen werden.

Die Kette de l'Etoile und de Notre-Dame-des-Anges bietet wie das Massiv von Allauch eine Fülle von höchst interessanten tektonischen Problemen und wird wohl wie dieses eine Zeit lang Gegenstand lebhafter Discussion bleiben.

E. Philippi.

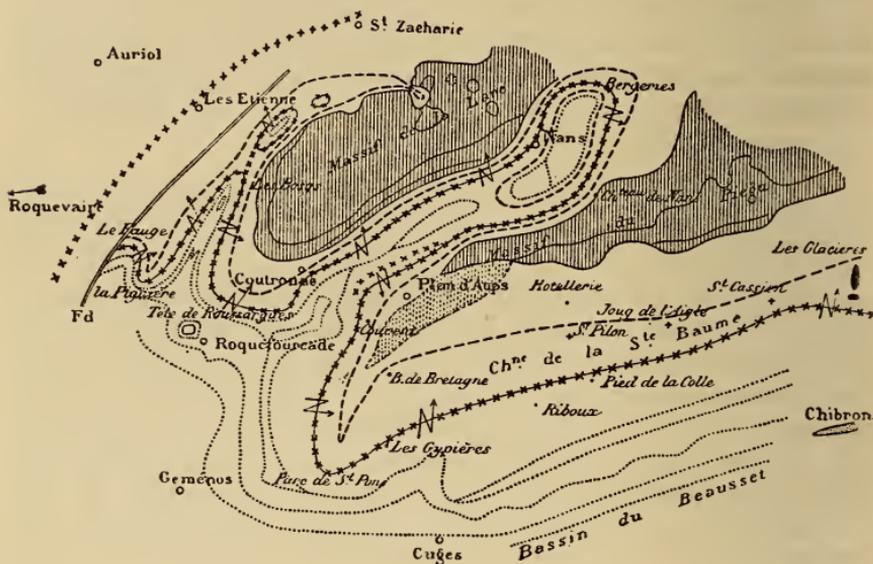
E. Fournier: Le pli de la Sainte-Baume et son raccôrd avec le pli périphérique d'Allauch. (Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 24. 1896. 663—708. t. 24.)

Das Massiv der Ste.-Baume liegt östlich von dem bereits besprochenen Massiv von Allauch und steht mit ihm in directer Verbindung, auf die später zurückzukommen sein wird. Im N. und W. ist es durch das Thal der Huveaune begrenzt, im S. stösst es an das Becken von Beausset, und nur im O. existirt eine feste, natürliche Grenze nicht. Geographisch lässt sich das Massiv der Ste.-Baume gliedern in eine fast geradlinige Kette im S., deren Kammhöhe über 1000 m liegt und deren Gipfel bis über 1100 m erreichen. Dieser Kette liegt im N. eine Ebene von 650—700 m Meereshöhe, der Plan d'Aups, vor, jenseits deren man auf ein Hügelland



stösst, dessen Erhebungen scheinbar ganz regellos verstreut liegen. Geologisch gewährt das Massiv von der Ste.-Baume, um das gleich vorweg zu nehmen, folgendes Bild nach der Anschauung des Verf.'s. Es existiren zwei Massive, die sich aus flach gelagerten Jura- und Kreideschichten zusammensetzen, das breitere Massif de la Lare im N. und das schmalere Massif du Piegu im S., das sich gegen SW. zuspitzt und dessen tektonische Fortsetzung der Plan d'Aups bildet. Beide Massive erstrecken sich in ihrer Längsrichtung von NO. nach SW. (s. den beigegebenen Orientirungsplan). Um diese Massive schlingt sich nach der Erklärung des Verf. eine ununterbrochene Antiklinale, die auch tief in den Zwischenraum zwischen ihnen eindringt; sie

besitzt also etwa den Verlauf eines grossen lateinischen W (zu dem man sich am Anfang noch einen Aufstrich denken muss, also /W). Allenthalben ist diese ununterbrochene Antiklinale gegen die Massive übergelegt, sie besitzt also, je nachdem sie auf ihrer NW.- oder SO.-Seite verläuft, SO.- und NW.-Fallen. Zwischen der W-förmig gebogenen Antiklinale und den Massiven findet sich fast überall noch eine liegende Synklinale, deren Muldenkern fast ausnahmslos von Danien zusammengesetzt wird.



MARCEL BERTRAND, der sich bereits früher mit dem Massiv der Ste.-Baume wie mit dem von Allauch beschäftigt hatte, glaubte Anfangs in den beiden äusseren Schenkeln des W eine zusammenhängende, also U-förmig gebogene Antiklinale erkennen zu können; die inneren Schenkel des W wären nach ihm nur Theile einer grossen Überschiebung, die früher mit der äusseren Antiklinale in Zusammenhang standen und die durch spätere Einsenkungen der Erosion entgingen. Nach MARCEL BERTRAND wäre also das Massiv der Ste.-Baume gewissermassen eine grosse Doppelfalte, deren beide Schenkel durch eine scharfe Umbiegung miteinander in Verbindung stehen und deren Intensität sich bis zu Überschiebungen steigerte. In einer späteren Bemerkung modificirt dieser Forscher seine Ansicht insofern etwas, als er annimmt, dass die beiden Schenkel des U nicht miteinander in Verbindung stehen und durch Spaltung einer Antiklinale oder Unterbrechung derselben durch eine Querfalte entstanden sind.

Wenden wir uns nun zu der Darstellung FOURNIER's zurück, die durch 57 Profile und Kartenskizzen illustriert ist und von der wir nur das Allgemeinste wiedergeben können. Der Theil der Antiklinale, der das Massiv du Piegu und den damit verbundenen Plan d'Aups im S. umlagert, ist die bereits Eingangs erwähnte, geradlinige Kette, die eigentliche Ste.-

Baume-Kette. Der östlichste Theil der Antiklinale ist nahezu bis zur Horizontalen gegen das Massiv übergelegt, richtet sich aber weiter nach W. auf, so dass im westlichsten Theile die Antiklinale nahezu senkrecht steht. Den Kern der Synklinale, der das Massiv von der randlichen Antiklinale trennt, bildet Hippuritenkalk oder Danien, den Kern der Antiklinale selber Trias. Besonders im inversen Schenkel der Antiklinale tritt eine, fast gesetzmässige Ausquetschung weicherer Schichtencomplexe auf bestimmten Ausquetschungsebenen (Plan d'étirement) auf.

Im Allgemeinen beobachtet man drei Ausquetschungsebenen, von denen die erste, E, die Kreide betrifft; sie besorgt in einzelnen Profilen eine Vernichtung der gesammten Schichten zwischen dem obersten Jura und dem Hippuritenkalk. E¹ vernichtet oder reducirt im inversen Schenkel Lias und Dogger, E² ruft dieselbe Erscheinung im hangenden Schenkel hervor. Diese Ausquetschungsebenen liegen sehr constant immer an derselben Stelle, das Ausmaass der Ausquetschung ist jedoch, je nach der Intensität der Faltung, sehr verschieden.

Man würde jedoch irren, wenn man das Fehlen gewisser Schichtencomplexe sammt und sonders auf mechanischem Wege erklären wollte. Allenthalben aus der provenalischen Kreide sind grössere Trockenlegungen und Transgressionen bekannt, und man kann wohl mit Sicherheit annehmen, dass die Schichten zwischen dem Urganien und dem Hippuritenkalk in dem östlichsten Theile der Ste.-Baume-Kette bereits ursprünglich nicht vorhanden waren, wie in dem benachbarten Becken von Chibron, wo eine Ausquetschung auszuschliessen ist. Das Danien tritt in der Nähe der Ste.-Baume-Kette als Breccie, weiter von ihr entfernt in Braunkohlenfacies auf; auch das lässt darauf schliessen, dass bereits am Schluss der Kreidezeit die Kette aus den umliegenden Gewässern aufgetaucht war.

Am Westende der Ste.-Baume-Kette, bei St. Pons, geht die Antiklinale aus der bisher eingehaltenen ONO.—WSW.-Richtung plötzlich in sidsudwest—nordnordostliche über, beschreibt also einen Winkel von ca. 110°. Bald darauf biegt sich die rücklaufende, nördliche Antiklinale etwas nach ONO., verläuft also der bisher besprochenen südlichen vollständig parallel. Anfänglich fehlt zwischen den beiden sich gegenüberliegenden Antiklinalen ein trennendes Massiv, ihre Synklinalen sind sogar durch Verquetschung stark reducirt, so dass die antiklinal gestellten Schichten des nördlichen und südlichen Zuges sich fast berühren. Später schiebt sich jedoch zwischen beide das Gewölbe von Hippuritenkalken, das den Untergrund des Plan d'Aups bildet, und dessen Fortsetzung nach NO. das aus Juradolomiten bestehende Massif du Piegu bildet. Den Nordwestrand dieses Massivs begleitet die nördliche Antiklinale auf grosse Entfernung; bemerkenswerth ist dabei, dass auf dieser Strecke innerhalb der Antiklinale die Schichten zwischen Juradolomit und Hippuritenkalk fehlen, es konnte nachgewiesen werden, dass die untere und mittlere Kreide nicht durch Ausquetschung zerstört sind, sondern dass sie überhaupt dort nicht abgesetzt wurden und dass Hippuritenkalk transgredirend auf oberjurassischen Schichten liegt. Bei der Localität Bergeries bei Nans wendet sich die

nördliche Antiklinale um und verläuft nunmehr rückwärts und zu ihrem früheren Streichen parallel am Südrande des Massif de la Lare bis an dessen südwestliches Ende bei Coutronne. Die beiden Antiklinalen in dem schmalen Zwischenraum zwischen den Massiven du Piegu und de la Lare scheinen zusammen eine Fächerfalte zu bilden, in ihrer Mitte ist jedoch immer eine flache Synklinale sichtbar, die von Dogger erfüllt wird, während den Antiklinalkern Rhät bildet, der auf invers gelagertem Danien aufliegt. In ihrem weiteren Verlaufe umzieht die Antiklinale in weitem Bogen das Südwestende des Massif de la Lare bis zur Localität Les Bosqs und wendet sich dann in scharfer Curve südwestwärts nach La Piguere und Le Fauge zurück, wo sie von einer später zu besprechenden Verschiebung abgeschnitten wird. Jenseits von Les Bosqs, auf den Höhen von Les Etienne liegt eine inselförmige Scholle von Jura, Lias und Rhät auf Danien, die man auf den ersten Blick für den Überrest einer grösseren Überschiebung halten möchte. Verf. weist jedoch nach, dass diese Scholle nichts Anderes ist als ein abgeschnürtes Stück der Antiklinale, welche das Massif de la Lare im W. begrenzt und deren nördlicher Umbiegung, und dass sie mit den zusammenhängenden Antiklinalen von Les Bosqs durch eine Reihe von Doggerblöcken verknüpft ist, die lose in Danienschichten eingefaltet sind.

Im zweiten Theile seiner Arbeit bespricht Verf. die Beziehungen der eben beschriebenen Zickzack-Antiklinale zu der peripherischen Falte des Massivs von Allauch. Auf der Nordseite des Allauch-Massivs stossen der westliche und östliche Flügel der peripherischen Antiklinale auf kurze Strecke aneinander, die Ostfalte wendet sich jedoch bald nach O., umzieht in grossem Bogen das Becken von Peypin und begleitet mit ostwestlichem Streichen, hin und wieder von Tertiär unterbrochen, den Südrand der Massive de la Pomme und de Regagnas bis über die Localität la Bourine hinaus. Hier wendet sie sich plötzlich nach SW. und ist etwa bis zur Localität Auriol zu verfolgen, wo sie an der bereits erwähnten Querfalte abbricht. Verf. nimmt nun an, dass das Ende der Allauch-Falte bei Auriol und das der Ste.-Baume-Falte bei Le Fauge, das mehrere Kilometer SSW. von jenem liegt, ursprünglich in Zusammenhang standen und erst durch die Querfalte, ondulation transversale, getrennt wurden, welche eine Verschiebung der beiden Faltenenden gegeneinander hervorrief.

FOURNIER'S Auffassung der Tektonik von Ste.-Baume ist also, noch einmal kurz mit seinen eigenen Worten ausgedrückt, folgende: „Ce pli sinueux se moule exactement sur les angles S.—O. des deux massifs d'ancienne émersion du Piegu et de la Lare dont il épouse tous les contours; il est constamment couché vers ces massifs et constamment accompagné, de leur côté, de son synclinal couché qui décrit les mêmes sinuosités.“ Verf. vergleicht die Zickzack-Falte mit einer Woge, die gegen die beiden Massive brandete, wobei man sich letztere wie zwei dicht nebeneinanderstehende Wellenbrecher zu denken hat. Kam diese Woge nun von SW., so brandete sie wohl gegen die Köpfe dieser Wellenbrecher und drang in den Zwischenraum zwischen ihnen ein, aber sie konnte nicht gegen ihre Längsseiten anbranden, die ja parallel mit ihrer Fortpflanzungsrichtung

verliefen. Rollte aber die Woge gegen die Längsrichtung des einen Wellenbrechers, kam sie also etwa von SO., so konnte sie natürlich nicht in den Zwischenraum zwischen ihnen eindringen. Da nun Verf. für seinen pli sineux nur eine Faltungsrichtung annimmt, so bleiben nach Anschauung des Ref. alle die Theile der Falte, die parallel mit der Faltungsrichtung liegen, unerklärt und Ref. sieht sich daher genöthigt, auf die Anschauung MARCEL BERTRAND's zurückzugreifen, der für das Ste.-Baume-Massiv Überschiebungen in grösserem Maassstabe annimmt. Thatsächlich ist es auch dem Verf. nach Annahme des Ref. an keiner Stelle gelungen, die Unmöglichkeit oder auch nur die Unwahrscheinlichkeit der BERTRAND'schen Auffassung nachzuweisen.

E. Philippi.

1. L. Carez: Sur l'âge des schistes ardoisiers des environs de Bagnières de Bigorre et de St. Lary et sur l'époque de l'apparition de diverses roches éruptives dans la région pyrénéene. (Bull. Soc. géol. de France. (3.) 24. 1896. 379—391. Av. pl. XIX.)

2. P. W. Stuart-Menteth: Sur la géologie du Dép. des Hautes-Pyrénées. (Ibid. 780—788.)

1. Ältere geologische Karten geben im Departement Hautes-Pyrénées mesozoische Schichten an, mit vielen Durchbrüchen von Ophit. Die vorbereitenden Arbeiten für die neue geologische Karte haben zu der Ansicht geführt, dass die Dachschiefer von Campan, Pouzac, Geu und Lourdes dem mittleren Silur, die Kalksteine, Dolomite und Mergel, welche streifenweise in den Synklinalen zu Tage kommen, dem Lias und Jura angehören. Dasselbe gilt für die Dachschiefer, die weiter östlich, bei St. Lary, an der Grenze des Departements Haute-Garonne, ausgebeutet werden. Auch diese sind von krystallinischem Liaskalkstein begleitet. In beiden Fällen wird die Altersbestimmung durch das Fehlen von Leitfossilien erschwert und unsicher gemacht. Der Granit der Pyrenäen ist im Anschluss an die Untersuchungen von LACROIX als palaeozoisch aufzufassen, der Ophit wird, mit Vorbehalt weiterer Untersuchung, der Trias und dem Lias zugeheilt.

2. Im Wesentlichen polemische Bemerkungen zu Einzelheiten der weiter oben besprochenen Arbeit von L. CAREZ. H. Behrens.

O. Marinelli: Risultati sommari di uno studio geologico dei dintorni di Tarcento in Friuli. („In Alto“, Cronaca d. Soc. Alpina friulana. Udine. 7. 1896. 13 p.)

In dem untersuchten Gebiete finden sich Mergel und mergeliger Dolomit, sehr fossilreich, welche den Raibler Schichten zugerechnet werden. Es folgen dann Dolomitkalke, welche nicht nur den Hauptdolomit, sondern auch ältere Horizonte vertreten und im südlichen Gehänge der Monte Musi fossilreich sind. Über den Dolomitkalken liegen *Megalodon*-Kalke, welche auch *Dicerocardium* führen und vom Autor dem Lias zugewiesen werden.

Die jurassisch-cretaceischen Schichten sind entwickelt als Cephalopoden-Facies, welche durch *Artegna*, *Montenars*, *Lusevera* und *Montaperta* zieht, und als Chamaceen-Facies, welche südlich davon auftritt.

Eocän zerfällt in eine untere, kalkige, und eine obere, mergelige Abtheilung; die zahlreichen Fossilien stimmen mit jenen der näheren Gebiete (*Vicentin* etc.) überein.

Zum Schluss werden die glacialen Bildungen geschildert, welche Verf. in präglacial, glacial, senglacial und pöstglacial unterscheidet.

Vinassa de Regny.

E. Böse und G. de Lorenzo: Geologische Beobachtungen in der südlichen Basilicata und dem nordwestlichen Calabrien. (*Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien.* 46. 235—268. 1896.)

Der Aufsatz zerfällt in drei Theile; im ersten wird die Trias der südlichen Basilicata nochmals abgehandelt, und gegenüber den früheren Arbeiten DE LORENZO's ist hervorzuheben, dass die Halobien- und Radiolarienschiefer als gleichalterig mit dem Riffkalk angesehen und alle drei in die Ladinische Stufe gestellt werden. Der zweite Abschnitt bespricht die Trias und den Lias des nordwestlichen Calabriens in wesentlich anderem Lichte, als CORTESE beide gesehen hatte. Die Resultate sind: Mittlere Trias ist nirgends aufgeschlossen, was CORTESE dafür angesehen, gehört in den Hauptdolomit oder Lias, sogar in das Pleistocän. Die obere Trias besteht aus Hauptdolomit, die sogen. grünen Glanzschiefer gehören ins Eocän, die Megalodontenkalke in den Lias, in den eocänen Schieferen stecken Eruptivgesteine wie in der Basilicata. Der dritte Abschnitt beschäftigt sich mit der Tektonik; in der Basilicata sind die Schiefer zu Sätteln zusammengestaucht, und wenn auch im Einzelnen verworfen, doch im Grossen zusammenhängend geblieben, in Calabrien aber sind die spröden Kalke gebrochen und in Staffeln zur Tiefe abgesunken. (Im Übrigen vergl. dies. Jahrb. 1898. I. - 85 - und - 328 -.)

Deecke.

A. Philippson: 1. Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. (*Zeitschr. Ges. f. Erdk. zu Berlin.* I. 30. 135—226. Taf. 7—9. Berlin 1895. II. *Ibid.* 417—498. Taf. 17—18. III. *Ibid.* 31. 193—294. Taf. 9—10. 1896. IV. *Ibid.* 385—450. 1896. Schluss. *Ibid.* 32. 244—302. 1897. [Ref. über den I. u. II. Reisebericht dies. Jahrb. 1894. I. - 318 -, 1895. I. - 81 - u. 1897. I. - 310 -.]

—, 2. Geologische Karte von Südost-Thessalien nach M. NEUMAYR's, sowie eigenen Aufnahmen. 1:300000. (*Ibid.* 1895. Taf. 8.) — Geologische Karte von Epirus und West-Thessalien nach eigenen Aufnahmen. Mit Benutzung der Aufnahmen von M. NEUMAYR in Ätolien und Akarnanien und von J. PARTSCH in Corfu. 1:300000. (*Ibid.* 1896. Taf. 9.)

Nach Abschluss der Arbeiten im Peloponnes (1887—1889) ging A. PHILIPPSON an die Aufgabe, Nord-Griechenland und Thessalien geo-

graphisch und geologisch zu untersuchen. Wir werden hier nur auf die geologischen Resultate einzugehen haben. Nur das ostthessalische Küsten- und das thessalische Mittelgebirge und die innerhalb der früheren Grenzen Griechenlands gelegenen Gebiete waren schon vorher von den österreichischen Geologen (A. BITTNER, L. BURGERSTEIN, M. NEUMAYR und FR. TELLER) einer geologischen Untersuchung unterzogen worden und lagen bereits geologische Karten vor im Maasstabe 1 : 400 000 (das festländische Griechenland) und 1 : 500 000 (Küstenländer des Ägäischen Meeres). Alles Übrige war, mit Ausnahme der vor vielen Jahrzehnten von AM BOUÉ und VIQUEREL durchgeführten Durchquerung (Janina—Metsovo—Trikala—Larissa—Nezeros; Larissa—Tirnavo—Elassona—Kastonia und Vutzindro—Janina), geologisch unbekanntes Gebiet.

Es wurden folgende Gebiete bereist:

I. Von Athen nach Lamia (war geologisch untersucht von A. BITTNER). II. Das Othrys-Gebirge. III. Das Gebirge des östlichen Agrapha. IV. Das Gebirge von Trikala. Die Chássia. V. Der Übergang über den Zygós-Pass (Kalabáka—Janina). VI. Epirus. VII. Der Thessalisch-Epirotische Pindos. VIII. Der Ätolische Pindos. IX. Von Karpenisi nach Vitritsa am Korinthischen Golf.

In den beiden angeführten Referaten wurde das Wesentlichste über die Forschungsergebnisse der Autoren bereits angeführt und auch auf die erfreuliche Übereinstimmung der Kartenskizze mit den Karten der österreichischen Geologen und auf die wichtigsten Abweichungen und Neuauffassungen hingewiesen und wären hier nur einige Ergänzungen anzufügen.

Das Othrys-Gebirge besteht in der östlichsten Spitze nach NEUMAYR aus Gneiss, Glimmerschiefer, Phylliten und Marmoren. An der Brücke oberhalb Plátanos wird „ein mächtiger, dunkler, krystallinischer, durch Druck stark deformirter Kalkstein von der Serpentin-Hornstein-Schiefer-Formation der Vorberge überlagert [„unterer Kreidekalk“?], welche den grössten Theil des Gebirges zusammensetzt und im Osten von Rudistenkalk bedeckt wird. Mit dem Serpentin erscheinen porphyritische Gesteine und Gabbros. Kupfererze stehen mit dieser Formation in ursächlichem Zusammenhang. An der oberen Grenze der Kreidekalke und theils in den untersten Schichten des hangenden Flysch tritt an mehreren Punkten ein Breccienkalk mit Orbitoiden auf. Der Flyschsandstein überlagert die Kreide discordant. Nummuliten wurden hier nicht gefunden. Neogen (Thone, Conglomerate und Braunkohlen) nur an der Südküste bei Gardikö (NEUMAYR). Die Faltung der Othrys erfolgte schon in voreocäner Zeit. Nur am Nordrande wurde eocäner Flysch abgelagert. Dann folgte die posteocäne Faltung (Streichungsrichtung SSO.), welche auch das ostgriechische Gebirge betraf (Zerknitterung der Othrys-Schiefer). Die Falten schmiegen sich im Nordwesten jenen des westlichen Faltengebirges an.

Das Gebirge der östlichen Agrapha stellt die Verbindung zwischen Othrys und Pindos her, es besteht als Fortsetzung der ostätolischen

Sandsteinzone vorwiegend aus Flyschgesteinen, in deren Westen die hohen Kalkzüge der mittleren Pindosketten sich erheben.

Das Gebirge von Trikala besteht namentlich aus krystallinischen Schiefen. Auch krystallinischer Kalk tritt über, im und unter dem Glimmerschiefer auf. Bei Trikala isolirte Kreidevorkommnisse (Serpentin, bunte Schiefer von hellen Kalken überlagert), die auch inmitten der Chássia-Formation auftauchen. Bei Voivoda liegt eocäner, Nummuliten führender Flysch auf der Kreide. Die Landschaft Chássia besteht aus tertiären Ablagerungen mariner Natur (Oligocän bis Unter-Miocän): Conglomerate, mächtige Sandsteine und bröckelige Thonschiefer (mit dem Vorkommen von Kóritza in Albanien in Verbindung stehend).

Das krystallinische Gebirge im Osten steil aufgerichtet und gefaltet. N.- und NW.-Streichen herrscht vor. Das Oligocän liegt flach, es bildete eine nun vielfach von Erosionsthälern durchfurchte Hochebene von flach muldenförmiger Gestalt.

Der geologische Bau von Epirus ist verhältnissmässig einfach. Vier parallel von NNW.—SSO. streichende breite Kalksteinzonen und drei Flyschzonen (Faltengewölbe) durchziehen das Land. Der Flysch (ohne Eruptivgesteine) ist jünger als die Kalkzüge, an deren Ostgrenzen er fast überall concordant aufliegt, während er an den Westgrenzen unter den Kalk einfällt; die Kalke sind also nach W. über den Flysch geschoben. Der Flysch ist eocän und reicht vielleicht bis ins Oligocän. Auch die oberen Kalke werden (entgegen den Annahmen NEUMAYR's und HILBER's) dem Eocän zugerechnet. Sie sind hornsteinreich und enthalten Orbitoiden und Nummuliten. Die unteren Kalke werden auf der Karte unbestimmt als „mesozoische Kalke“ unsicheren Alters ausgeschieden. Kreide sei mit Sicherheit noch nicht nachgewiesen, in Epirus dürfte man es aber dabei doch „wahrscheinlich“ zumeist mit Kreide in sehr fossilärmer Ausbildung zu thun haben.

Aus dem „Zusammenfassenden über das Pindos-Gebirge“ (Schlussabhandlung I. c. p. 273) sei Nachfolgendes angeführt: Den südlichen Theil hat NEUMAYR als „ätolische Kalkalpen“ bezeichnet, was PHILIPPSON zutreffend findet. Die ätolischen Kalkalpen gehören dem Pindos an und wurden, wie PHILIPPSON hervorhebt, unter demselben Namen mit verstanden. Die jüngste Schichtgruppe des Pindos ist der alttertiäre Flysch, er tritt im Westen und Osten zonenartig die Kalke begleitend auf, bestehend aus älteren Thonschiefern, dünnschichtigen Sandsteinen und jüngeren (vielleicht oligocänen) dickbankigen Sandsteinen. Darunter folgt der obere Kalk von Epirus (Eocän und vielleicht oberste Kreide), der den „Pindos-Kalken“ entspricht und in den Olonos-Kalken des westlichen Peloponnes seine Fortsetzung findet. Im Liegenden folgen zunächst die bunten, dünnschichtigen Hornsteine und darunter „fossilleere Kalke unbestimmten mesozoischen Alters“. Im Innern der Pindosketten folgen unter den Hornsteinen Thonschiefer, Sandsteine, dichte Plattenkalke, Eruptivgesteine, Tuffe etc. in unregelmässigstem Wechsel. Actaeonellenkalk an der Koráker Brücke; Rudistenkalk im Gávroo-Gebirge aus der westlichen

Flyschzone aufragend, von Nummulitenkalk überlagert. Im Gebiete um den Zygós unter dem Nummuliten-Flysch Serpentin-, Gabbro-etc. Massen, die für Kreide erklärt werden (analog wie im Othrys-Gebirge), während HILBER sie als Eocän anspricht. Discordanzen herrschen zwischen oberem und unterem Flysch und zwischen dem Hornsteinhorizont (im Allgemeinen) und den Rudistenkalken.

Franz Toula.

N. Bogoslawski: Geologische Untersuchungen im östlichen Theil des Gouvernements Rjäsan. (Mat. Geol. Russland, 17. 75—94. [russ.])

In diesem vorläufigen Bericht über seine Untersuchungen des Gebietes, welches im N. von der Oka, im W. von der Pronja und Ranowa, im S. und O. von der Gouvernementsgrenze eingeschlossen wird und im W. der Para Jura und untere Kreide, im O. sandig-thoniges Cenoman, im NO. die Moskau-Stufe des Carbon aufweist, giebt Verf. zunächst aus dem ersten dieser drei Theilgebiete die Beschreibung des versteinungsreichen Aufschlusses bei Sparsk an der Oka, wo unter 1. der posttertiären Decke 2. 5—7 m geschichteter Quarzsand, darunter 3. eine lockere, sandige Bildung von dunkler Farbe, mit Kohlentheilchen und Sphärosiderit in der Mächtigkeit von 8—10 m aufgeschlossen ist. Es folgt 4. thoniger Sand mit Phosphoritknollen, die *Olcostephanus hoplitoides* und *lyowensis* (u. s. w., p. 79) enthalten, $1\frac{1}{2}$ —2 m; am Grunde ein Geröllconglomerat, auf eine Unterbrechung deutend, 5. der Aucellen-Horizont, ein glaukonitischer Sandstein, z. Th. lockerer Glaukonitsand, besonders an der Basis, wo die Fauna auch etwas abweicht (Fauna p. 80, 81). Das Liegende im Spiegel des Flusses wird von schwarzen, grauen und braunen Mergeln des Jura (Oxford und Kelloway) gebildet. Verf. kommt durch Vergleich der Fauna des Aucellen-Horizonts mit derjenigen der Wolga-Stufe und den Faunen von Stramberg und Berrias zu dem Schlusse, dass eine genaue Parallelsirung von 5. noch nicht möglich sei, da eine eigenthümliche Mischung der mit Stramberger und Berrias-Formen identischen Hopliten und der *Olcostephanus*-Formen und anderer Fossilien vorliege, die theils für den oberen Theil der oberen Wolga-Stufe, theils für deren unteren Theil sprechen, theils sogar für den oberen Theil der unteren Wolga-Stufe, während auch die Möglichkeit vorliege, dass der in Frage stehende Horizont auf die hier fehlende Wolga-Stufe folge. Jedenfalls gehört 4. sicher zum Neocom und ist von 5. durch die Conglomeratschicht, durch die petrographische Beschaffenheit und durch die Fauna scharf getrennt. 3. ist auch Neocom oder wenigstens untere Kreide.

Aus dem zweiten Theilgebiet, dem Cenoman, wird als wichtigster Aufschluss derjenige an der Tyriza beschrieben. Der 10 m mächtig über dem Spiegel des Flusses aufgeschlossene Quarzsand enthält zwar keine Fossilreste, wird aber wegen der Übereinstimmung des Profiles mit den 1891 im Flussgebiet der Wyscha und des Wad beobachteten zum Cenoman gezogen. Diese Sande bedecken in grosser Mächtigkeit eine ausgedehnte

Fläche nach O. hin (bei 50 m Tiefe fand man noch kein Wasser); darüber folgen:

4. Dunkelgraue, sandige Phosphoritknollen in Glaukonitsand, mit *Otodus*-Zähnen, $\frac{1}{2}$ m.
3. Grüner Glaukonitsand, $\frac{1}{2}$ m.
2. Graue, geschieferte, glimmerige Thone, unten mehr sandig, 10 m.
1. Posttertiäre Decke.

Die Schichten 4—2 werden auch als Cenoman betrachtet.

Das Carbon im NO. weist nur Kalkstein mit *Spirifer mosquensis* auf, der kaum von Geschiebelehm bedeckt ist und als steiler, N.—S. gerichteter Sattel aus der Kreide aufragt; zwischen beide Formationen ist an einer Stelle ein Fetzen Jura- und Aucellen-Schichten eingeklemmt. Die Oka durchschneidet den Kalkstein in engem, malerischem, schluchtartigem Thal (eine seltene Erscheinung im mittleren Russland). Die Falte bestand schon zur Jurazeit und die Schichten des Jura und der unteren Kreide wurden durch die Transgression des Cenoman zum grössten Theile zerstört. Das Cenoman, dessen Nordwestgrenze auf der geologischen Übersichtskarte hier liegt, reichte einst viel weiter und ist jetzt nur mit Alluvionen bedeckt; vielleicht hing die Cenomaninsel von Ssergijewski Possad im N. von Moskau mit unserem Gebiete zusammen.

Auf den Wasserscheiden lagert überall Blocklehm, der im S. den besten Tschernosem trägt. Lössartiger Lehm, manchmal schwach geschichtet, mit sandreicheren Einlagerungen und Streifen von humöser Färbung, der im Gebiete der Oka auf dem Blocklehm lagert, wird nach SSIBIRZEW als Absatz aus aufgestauten Gewässern zur Zeit des Eisrückganges erklärt. Ein auffälliger Gegensatz herrscht zwischen den Flussthälern, die nach S. zum Don gerichtet sind: eine ungewöhnlich ebene Tschernosem-Steppe, fast ohne Schluchten, die Flussthäler kaum bemerkbar, die Flüsse träge zwischen sumpfigen Ufern — und den nach N. zur Oka gerichteten: tiefe Thäler, zahlreiche Seitenschluchten gleich von der Quelle ab. Da ein Altersunterschied als Erklärungsgrund wohl nicht in Betracht kommt, auch der Gesteinsbeschaffenheit nach eher das entgegengesetzte Verhältniss der Flussthäler herrschen müsste, so bleibt als Erklärung nur die stärkere Neigung nach N. In der That mündet die Para nach einem Laufe von ca. 100 km in die Oka in einer Meereshöhe von 70 m; die Mündung der 300 km langen Ljesnoj Woronesh liegt bei etwa 80 m. Dazu kommt nun aber, dass, wie die weitverbreiteten altalluvialen Bildungen im Oka-Thale zeigen, damals das Gefälle der Nebenflüsse nicht so gross sein konnte, also in der That eine neuerliche Vertiefung ihrer Thäler stattgefunden haben muss. Vielleicht hat das Schwinden des Kaspischen Meeres zur nachträglichen Vertiefung des Oka-Bettes und damit zur Vermehrung des Gefälles der Nebenflüsse beigetragen. Kleine Flussterrässchen aus geschichteten Lehmen und Sanden bezeugen die später eingetretene Vertiefung der Flussthäler.

Bruno Weigand.

N. Bogoslawski: Wolga-Stufe, Obertithon und Neocom im Gouvernement Rjäsan. Vorläufige Mittheilung. (Mat. Geol. Russl. 17. 97—103. [russ.])

Die im vorhergehenden Aufsätze angeregte Frage nach dem Alter des Aucellen-Horizontes suchte Verf. durch Begehungen aller Aufschlüsse im Jahre 1893 zu lösen, und stellte fest, dass der Horizont mit *Hoplites rjasanensis*, der Kürze halber Rjäsan-Horizont genannt, über der obersten Wolga-Zone mit *Olcostephanus kaschpuricus* liegt. Er giebt die Beschreibung des besten Aufschlusses, der sich bei Kusminsk an der Oka, 30 km ober Rjäsan, befindet. Zwischen schwarzen Oxfordthonen mit *Cardium alternans* und lockeren Sanden, mit Phosphoritknollen, des Neocom liegt ein nur wenig über 1 m mächtiger Glaukonitsandstein, in welchem 4 Horizonte unterschieden werden konnten: zu oberst 1. Horizont mit *Hoplites rjasanensis* LAH., 2. Zone mit *Olcostephanus kaschpuricus* FR., 3. mit *Olc. cf. okensis* D'ORB., 4. Zone mit *Olc. virgatus* BUCH. 2. und 3. stellen die obere, 4. die untere Wolga-Stufe dar.

Grössere Mächtigkeit, ca. 6 m, zeigt die gleiche Schichtenfolge bei Nowosselki unterhalb Rjäsan. Der Rjäsan-Horizont folgt ohne Unterbrechung auf die Wolga-Stufe; dagegen zeigen die Neocomschichten 1. eine Conglomeratbildung am Grunde, 2. anderen petrographischen Habitus, 3. verschiedene Fauna. Die Angaben, dass *Olcostephanus hoplitoides* und *lyowensis* unter *Hoplites rjasanensis* lägen, sind, unrichtig. In den übrigen Aufschlüssen des Gebietes ist meist nur der Rjäsan-Horizont allein entwickelt und liegt direct auf Oxford oder gar auf Kelloway. Seitdem hat Verf. eine grössere Arbeit in deutscher Sprache über den Rjäsan-Horizont veröffentlicht.

Bruno Weigand.

A. Stuckenberg: Geologische Skizze der Ufer des Don zwischen Woronesh und Kalatsch. (Mat. Geol. Russlands. 17. 1895. 1—73. (r.))

Die Reise, deren Ergebnisse der vorliegende Aufsatz zusammenstellt, wurde von Ssemiluk bei Woronesh bis zur Mündung der Medwjediza in 23 Tagen mit dem Kahn, die übrige Strecke wegen der zunehmenden Breite des Thales und des häufigen weiten Zurücktretens der rechten Steilufer, die die Hauptaufschlüsse darbieten, zu Lande zurückgelegt. Eine geschichtliche Übersicht des bisher zur Erforschung der Geologie des mittleren Donlaufes Geleisteten bildet die Einleitung. In der Umgebung von Woronesh liegt auf Devonkalkstein, der am besten an der Agewiza, W. vom Don, aufgeschlossen ist, ein brauner Sand, nach unten zu thonig, der zur obern Kreide gerechnet wird und dem bei Lipezk Mineralquellen entstammen; er enthält Phosphoritknollen und Schwefelkies und bildet auf den Wasserscheideflächen, wie zwischen Woronesh und Don, oft Flugsande, wenn die postpliocäne Decke fehlt. Die besten Aufschlüsse der Kreideformation in der Umgebung von Woronesh befinden sich bei Jandotoischtsche an der Weduga (Profile p. 22—24). Das Devon konnte STUCKENBERG noch eine

ganze Strecke weiter nach S. verfolgen, als es bis dahin bekannt war; zur Beobachtung gelangen d) sandiger Kalkstein, e) sandiger Mergel mit *Spirifer Anossoffi* und Korallen (Fossilliste p. 26), die nach TSCHERNYSCHEW zum mittleren Devon, D_2 gehören; Kalkstein mit *Sp. disjunctus*, zum Ober-Devon D_3^f . Darüber lagert Kreidesand und weisse Kreide, die ihrerseits von Eocänsandstein bedeckt wird (Profil p. 32 D_2 bis p. 33 D_3). Die Kreidesande sind wellig, diagonal geschichtet. Zum letzten Male tritt D_3^f beim Dorfe Ustje zu Tage, mit *Sp. disjunctus*, *Atryna reticularis*, *Athyris concentrica* u. s. w. Die weisse Kreide beginnt entgegen früheren Angaben schon bei Ssemiluk. Sie bildet nun stromabwärts mit grosser Eintönigkeit das rechte Steilufer, unterlagert von den geschichteten Sanden, überdeckt von den sandig-thonigen Schichten des Eocän; das Granitvorkommen bei Pawlowsk: drei Parthien anstehenden Gesteines in der Flussebene, und ein Carbonebiet bei Kremenskaja, kurz vor dem grossen, nach O. gerichteten Knie des Don, bilden die einzige Abwechslung in geologischer Beziehung. Das Carbonvorkommen ist auf einem Kärtchen p. 63 dargestellt; Fusulinenkalkstein, darauf rothbrauner Dolomit, ragt aus der Kreidedecke hervor; die sehr unebene Oberfläche ist durch Postpliocän ausgeebnet; Liste der Fossilien p. 65. Die Fauna erinnert im Ganzen an den Kalk von Ssamara, die *Pseudocaninia conica* an den Moskauer. Während das rechte Steilufer 40—60 m hoch aufragt, ist das linke im Allgemeinen viel einförmiger, flach, bis 20 m hoch und zeigt bis Pawlowsk hauptsächlich die geschichteten Sande der oberen Kreide, von da stromabwärts gehören die Sande und Sandsteine wahrscheinlich dem Eocän an. Eine genauere Untersuchung der von LÉON DRU zuerst erkannten Verwerfung des Donthales wird dies festzustellen haben. Das Eocän wird nach S. zu mächtiger, ist auf dem rechten Ufer nur durch Denudation stellenweise zerstört und erreicht gelegentlich bis 30 m Mächtigkeit. Die weisse Kreide, Turon, Senon, wird nach S. zu mehr mergelig, enthält an der Basis eine Phosphoritlage, sie erreicht im S. 40—60 m Mächtigkeit. Die geschichteten Sande, wahrscheinlich Cenoman sind ebenfalls 50—60 m mächtig; da sich die Kreideplatte, wenn auch sehr wenig, nach S. senkt, so tauchen die Cenomansande bei Kostomarowka unter den Flusspiegel.

Auf dem nördlichen Theile des skizzirten Gebietes lagern stellenweise Grundmoräne und Lehme; im S. bedecken Flugsande, die aus dem Eocän entstanden sind, grosse Flächen.

Bruno Weigand.

Wh. Cross: Geology of Silver Cliff and the Rosita Hills, Colorado. (17. Rep. U. St. Geol. Survey. Washington. P. II. 1896. 263—403. Taf. 25—36.)

Dieses etwa 40 km SW. Canyon City gelegene Gebiet erstreckt sich 15 km weit in einer Breite von etwa 8 km von O. nach W. zwischen den Abhängen der Wet Mountains im O. und den Sangre de Cristo Mountains im W.; erstere erheben sich etwa 3000', letztere bis zu 6000' über das selbst schon 8000' hoch gelegene hügelige Gelände. Den Untergrund bilden

Gneisse von vielleicht archaischem Alter, sie werden durchbrochen von algonkischen oder vielleicht altcambrischen Granitmassen, darüber lagern die Producte des im O. gelegenen ehemaligen Rosita-Vulcans, welche ebenso wie die Granite und Gneisse vielfach von alluvialen Geröllmassen, den carbonischen Sandsteinen im W. und den Vulcanproducten im O. entstammend, überschüttet wurden. Die vulcanischen Eruptionen hingen wahrscheinlich, ebenso wie die des benachbarten Cripple Creek-Vulcans, mit den sehr viel massenhafteren der Gegend von San Juan und von South Park zusammen; beide sind eocän, letztere vielleicht z. Th. miocän.

Die Gneisse sind meist im Grossen wie im Kleinen wenig gefaltet und verworfen, auch die Schieferung ist wenig ausgeprägt; ihre Mächtigkeit wird auf viele 1000' geschätzt. Der Granit bildet darin kleine Stöcke, Gänge und Lagergänge, letztere meist nur schwierig vom Gneiss selbst zu unterscheiden. Die vorwiegenden Gemengtheile sind im Gneiss wie im Granit die gewöhnlichen; daneben finden sich im Gneiss basischere, an Augit, Hornblende (ersteren umgebend) und Plagioklas reichere Parthien, ebenso im Granit neben aplitischen auch basischere (syenitische) Gangmassen, ferner Diabase und biotitführende Amphibol-Hypersthen-Peridotite.

Hinsichtlich der vulcanischen Massen und ihrer Altersfolge kann auf den früheren Bericht (dies. Jahrb. 1893. I. -294-) verwiesen werden, da jetzt im Wesentlichen nur ihre Verbreitung näher angegeben und auf einer Karte dargestellt ist; das Vorkommen der dort erwähnten bis zu 10' grossen Sphärolithe wird jetzt schön abgebildet. Hinzugefügt sind ferner eine Reihe chemischer Analysen der vulcanischen Gesteine, auch in graphischer Darstellung. Verf. hält sie danach für Differentiationsproducte desselben Magmas; das wesentlichste Characteristicum desselben ist ein hoher Gehalt an Alkalien, namentlich an Kalk. Die Reihenfolge der Eruptionen entsprach der von IDDINGS und v. RICHTHOFEN angenommenen, nämlich zuerst Massen mittlerer Zusammensetzung, dann extrem saure und basische.

O. Mügge.

A. E. Kitson: Geological Notes on the Gehi and Indi Rivers and Monaro Gap, Mount Kosciusko N. S. W. (Proc. R. Soc. Victoria. 9. 1897. 22—28.)

Verf. giebt kurz die Ergebnisse einer eiligen Reise von Towong am Murray [unter 148° östl. Länge und ca. 36° 10' südl. Breite gelegen] bis zum Monaro Gap, 5900' hoch, 6 Meilen vom Mount Kosciusko gelegen. Im Wesentlichen wurden verschiedenartige Granite, theilweise in Gneiss übergehend, und mit ihnen abwechselnd Thonschiefer, Phyllite und Talkschiefer, sämmtlich steil aufgerichtet und theilweise durch den Granit metamorphosirt, angetroffen.

Milch.

Archaische Formation.

H. Hedström: Geologiska notiser från Dalarne. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 65—70. 1896.)

3. Kalksten inom Dalasandstensformationen. — Auf Grund einer Kalksteinschicht (dem sogen. Birikalk), welche meist zusammen mit Conglomerat in der Sparagmitformation der Fjällgenden des mittleren Schwedens auftritt, glaubt A. E. TÖRNEBOHM diese Formation in eine ältere und eine jüngere Abtheilung sondern zu können, während er sich betreffs des Dalasandsteins nicht mit Bestimmtheit ausspricht. Wegen der hohen Bedeutung, welche dem Kalkstein als Leitschicht in diesen einförmigen fossilfreien Formationen zufällt, sieht daher HEDSTRÖM sich veranlasst, einige solcher Funde aus dem Dalasandstein mitzutheilen.

4. Om de kambriska bergarternas läge vid „Knallbergen“, Idre. — Verf. kommt zu dem Ergebniss, dass, wie ihm schein, die cambrischen Felsarten bei den sogen. „Knallarne“ in Idre zwischen zwei verschiedenen Quarziten eingepresst liegen. Der untere, blaugraue Quarzit ist von Diabas durchsetzt; der obere, welcher graugelb, mitunter röthlich von Farbe ist, erinnert in seinem Aussehen etwas an den Vemdalquarzit.

J. Martin.

A. E. Törnebohm: Om användandet af termerna arkeisk och algonkisk på skandinaviska förhållanden. (Geol. Fören. Förhandl. 18. 285—299. 1896.)

Die grosse Rolle, welche in Skandinavien den ältesten fossilfreien Bildungen zufällt, lässt für diese eine geeignete Eintheilung wünschenswerth erscheinen. Die von LOGAN und MURRAY für gewisse alte Gesteinsarten Canadas eingeführten Benennungen Laurentian und Huronian sind so wenig präcisirte Begriffe, dass sie von den verschiedenen Forschern sehr verschieden aufgefasst werden konnten und demgemäss nothwendigerweise eine grosse Verwirrung in der Litteratur hervorrufen mussten, als man sie auf andere Gebiete in Anwendung zu bringen suchte. In Nordamerika hat daher die Geologische Untersuchung der Vereinigten Staaten in Uebereinstimmung mit einem von WALCOTT gemachten Vorschlag den Beschluss gefasst, „dass das Cambrium nur Schichten der Primordialfauna umfassen und somit nach unten mit dem *Olonellus*-Niveau abgeschlossen werden soll. Was älter ist, wird sodann in zwei grosse Abtheilungen gesondert: „Algonkian“, welches alle präcambrischen klastischen (fossilführend oder nicht), sowie diesen äquivalente krystallinische Bildungen umfasst, und „Archean“, womit die ältesten und durchweg krystallinischen Bildungen bezeichnet werden, welche überall den Untergrund für alle klastischen Ablagerungen ausmachen.“

Bei dem Versuch, diese Begriffe auf skandinavische Verhältnisse zu übertragen, gelangt Verf. zu dem Ergebniss, dass die wichtigsten präcambrischen Bildungen des mittleren Schwedens und südlichen Finlands provisorisch in folgender Weise geordnet werden könnten:

Algonk.

Sevegruppen.

Dalarnes sandstensgrupp.

Rapakivibergarter.

Karelska systemet.

Graniter.

Bottniska systemet.

Graniter och granitgneiser.

Granulitafdelningen.

Arkeum.

Äldsta granitgneis- och gneisafdelningen.

In dieser Übersicht sind die klastischen Glieder des Algonk vor den krystallinischen durch gesperrten Druck ausgezeichnet. Die Gründe, derentwegen die Granulitabtheilung als eine klastische Bildung aufzufassen und dementsprechend der algonkischen Gruppe einzuordnen sei, werden ausführlich dargelegt.

J. Martin.

E. Drew Ingall: Preliminary Note on the Limestone of the Laurentian System. (Canadian Record of Science. 6. 1894. 88—90.)

Verf. ist durch ein genaues Studium der laurentischen Kalke zu der Ansicht geführt worden, dass diese secundär und erst nach der Faltung des alten Gneissgebirges in ihm abgelagert seien.

E. Philippi.

Palaeozoische Formation.

J. F. Nery Delgado: Sur l'existence de la faune primordiale dans le Alto Alemtejo. (Comm. da direção dos trabalhos geologicos de Portugal. 3. 1. Lissabon 1895/96. 97.)

Unterhalb der eine angebliche „Alge“ enthaltenden Diabastuffe finden sich bei Villa-Boim 10 km NW. von Elvas cambrische Trilobiten, deren Bestimmung allerdings bisher nur in sehr annähernder Weise gelungen ist. Die Formen werden mit „*Ptychoparia*, *Liostracus* oder *Bathyurus*“ verglichen. *Liostracus* und *Ptychoparia*, deren lose Wangen ausdrücklich vom Verf. beschrieben werden, sind nach Ansicht des Ref. ident [Lethaea palaeozoica. II. p. 26] und finden sich in allen Abtheilungen der Formation. *Bathyurus* ist eine ungenügend begrenzte, aus Amerika beschriebene Gattung.

Eine gewisse Wahrscheinlichkeit spricht für Untercambrium, das in Spanien durch *Ethmophyllum marianum* (Sierra Morena) gekennzeichnet wird [Lethaea palaeozoica. I. p. 303 und II. p. 53]. *Paradoxides*, der in Asturien nachgewiesen wurde und in Portugal fehlt, ist auch in unvollkommenen Resten nicht zu verkennen und Olenenschichten sind im Süden Europas überhaupt noch nicht gefunden worden.

Die beobachteten Schichten sind im Folgenden zusammengestellt:
Oben.

6. Grauwacke und Schiefer mit Diabastuffen.
5. Schiefer (vorwiegend) und Quarzit mit Kalklagen, sehr mächtig.
4. Quarzit (vorwiegend) mit Schiefer und Kalk wechselnd 50 m.
3. Weissgrauer feinkörniger Quarzit mit Trilobitenresten (in einer Lage von 10 cm Mächtigkeit) 100 m.
2. Grauer dichter Kalk.
1. Grünlicher Kalk, hie und da durch Schieferzwischenlagen getrennt.

Frech.

Johan Kiaer: Faunistische Übersicht der Etage 5 des norwegischen Silursystems. Inaug.-Diss. München 1897. 1 geol. Übersichtskärtchen, mehrere Profiltafeln u. Holzschn. 76 p.

Während das Cambrium, sowie das untere und mittlere Untersilur Norwegens, die Etagen 1—4 KJERULF's, aus verschiedenen älteren Arbeiten (besonders von BRÖGGER) recht gut bekannt geworden sind, so waren die oberen Schichten des Untersilur, die Etage 5, bisher sehr wenig studirt. Es ist daher mit Freuden zu begrüßen, dass diese Lücke jetzt in trefflicher Weise durch die vorliegende Arbeit ausgefüllt wird.

Der erste Theil der Abhandlung enthält eine eingehende Darlegung der Beobachtungen, die Verf. an verschiedenen Punkten des sog. Kristiania-Silurbeckens, nämlich bei Ringerike, bei Porsgrund-Skien, in der Umgebung von Kristiania selbst, sowie bei Mjösen gemacht hat. Am ausführlichsten werden die Verhältnisse von Ringerike besprochen, wo der Fossilreichtum am grössten ist. Übrigens entspricht die Entwicklung an den übrigen genannten Örtlichkeiten in allen wesentlichen Punkten derjenigen von Ringerike.

Über den bekannten *Trinucleus*-Schiefern werden aus stratigraphischen und faunistischen Gründen 3 Abtheilungen innerhalb der Etage 5 unterschieden, von unten nach oben der *Isotelus*-Kalk, der Gastropodenkalk und die kalkig-sandigen Schichten mit *Meristella crassa*.

Der *Isotelus*-Kalk, für den namentlich *Isotelus gigas* und andere Trilobiten (Arten von *Illaenus*, *Lichas*, *Trinucleus*, *Ampyx*) charakteristisch sind, schliesst sich in seiner Fauna noch eng an die älteren Ablagerungen an. Mit dem Gastropodenkalk dagegen tritt eine wesentlich neue Fauna auf. Neben zahlreichen Stromatoporen und Korallen (besonders *Favosites asper*, *Halysites catenularia* u. a., *Plasmopora*, *Ptychophyllum* etc.), Brachiopoden (*Orthis calligramma*, *Actoniae*, *biloba* u. a., *Platystrophia biforata*, zahlreiche Arten von *Strophomena* und *Leptaena*, *Orthisina*, *Atrypa*, *Camerella*, *Pentamerus*), Gastropoden (*Pleurotomaria*, *Bellerophon*, *Maclurea*) und Cephalopoden (*Endoceras*, *Orthoceras*, *Discoceras*, *Ascoceras*) tritt hier von Trilobiten (*Isotelus*, *Illaenus*, *Remopleurides*, *Lichas*, *Harpes* u. a.) die Gattung *Chasmops* zum letzten Male auf. Verf. belegt daher diese Stufe, die neben vorherrschenden untersilurischen Formen bereits eine Anzahl jüngerer Typen aufweist, mit dem

zuerst von BRÖGGER für die nächste Umgebung von Kristiania angewandten Namen oberste *Chasmops*-Schichten.

Die über diesen Ablagerungen folgenden *Meristella crassa*-Schichten entsprechen dem Kalksandstein KJERULF's. Dieser Name musste verworfen werden, weil die fraglichen Bildungen keineswegs immer als Kalksandstein (neben welchem mitunter auch Conglomerate erscheinen), sondern stellenweise auch als reine Kalke entwickelt sind, unter denen namentlich geschlossene Korallenbänke, förmliche Riffe, eine bemerkenswerthe Erscheinung bilden. Die Fauna nähert sich hier noch stärker als in den obersten *Chasmops*-Schichten der obersilurischen, so dass man es mit einer Übergangsbildung vom Unter- zum Obersilur zu thun hat. *Favosites asper*, *Halysites escharoides*, *Heliolites parvistella*, *Columnaria*, *Plasmopora*-, *Pholidophyllum*-, *Syringopora*-Arten etc. sind hier häufig. Unter den Brachiopoden sind *Platystrophia biforata*, *Orthis calligramma* und andere untersilurische noch vorhanden; daneben aber schon Formen wie *Atrypa marginalis*, *Rhynchonella cuneata* und *borealis*, verschiedene Arten von *Meristella* und *Pentamerus*.

Diese Thatsachen bestimmen den Verf. zu einer Änderung in der bisher üblichen Eintheilung der fraglichen Ablagerungen. Während nämlich KJERULF die *Isotelus*- und obersten *Chasmops*-Schichten als oberstes Glied seiner grossen Etage 4 zusammenfasste, belässt der Autor nur die *Isotelus*-Schichten bei dieser Etage, während er die obersten *Chasmops*-Schichten mit den *Crassa*-Schichten zur Stufe 5 vereinigt und demgemäss als 5a und 5b bezeichnet.

Im zweiten Theil der Arbeit werden die Aequivalente der Etage 5 in anderen Gebieten aufgesucht. In Schweden bildet der in Vestergötland, Östergötland, auf Schonen und anderwärts entwickelte Brachiopodenkalk (mit seinen drei von LINNARSSON unterschiedenen Zonen, von unten nach oben *Staurocephalus*-Schiefer, eigentlicher Brachiopodenschiefer und *Acidaspis*-Schiefer) ein deutliches Aequivalent der norwegischen Etage 5, während in Dalarne der *Leptaena*-Kalk eine sehr übereinstimmende Fauna einschliesst. In Esthland zeigen die Lyckholmer und Borkholmer Schichten FR. SCHMIDT's nahe Beziehungen. Schwieriger ist die Ermittlung der Aequivalente der norwegischen Schichten in England. Eine derjenigen der obersten *Chasmops*-Schichten sehr ähnliche Fauna findet sich in den Sleddale-Schichten des Lake District. Allein sowohl die tiefe stratigraphische Stellung dieser Schichten (die der Bala-Gruppe, also dem mittleren Untersilur angehören), als auch die Thatsache, dass das schwedische Aequivalent der obersten *Chasmops*-Schichten, die oben erwähnten *Staurocephalus*-Schiefer, im Lake District eine unzweifelhafte Vertretung in dem über den Sleddale-Schichten liegenden *Staurocephalus*-Kalk haben, veranlasst den Verf., diesen und nicht die Sleddale-Schichten der norwegischen Etage 5 gleichzustellen. Thut man dies aber, so ist es unabweisbar anzunehmen, dass dieselbe Fauna in England bereits früher gelebt hat, als in Norwegen, wohin sie erst später von England aus eingewandert ist. Verf. weist im Anschluss hieran auf westöstliche Wande-

rungen in jener Zeit hin, die sich sogar bis nach Esthland erstreckten. In Böhmen ist kein bestimmtes Aequivalent der Fauna der Etage 5 nachweisbar, in den übrigen mittel- und südeuropäischen Silurgebieten aber macht sich gegen Ende der Untersilurzeit bis nach Spanien und den Ostalpen eine Einwanderung von NW., von England her bemerkbar, die aber anscheinend nur eine rasch vorübergehende Erscheinung darstellt.

Kayser.

Ch. R. Keyes: Stratigraphy of the Kansas Coal Measures. (Amer. Journ. of Sc. 50. 1895. 239—243.)

Berichtigungen zu zwei jüngst veröffentlichten Arbeiten über die Kohlenformation in Kansas von mehr localer Bedeutung.

H. Behrens.

E. Haworth: Stratigraphy of the Kansas Coal Measures. (Amer. Journ. of Sc. 50. 1895. 452—466. t. 9.)

In der südöstlichen Ecke von Kansas kommt das Mississippian zu Tage. Es fällt nach Westen, anfangs etwa 5 m auf 1 km, weiter nach Norden 2 m und 1,5 m auf 1 km. Auf ihm lagern nahezu concordant die Cherokee-Schiefer, mit mehreren abbauwürdigen Kohlenflötzen, und auf diese folgen mit siebenmaliger Abwechslung Kalksteine und jüngere carbonische Schiefer. Die Kalksteine enthalten eine Fülle von Korallen und Crinoiden, Fusulinen, verschiedene Arten von *Chonetes*, *Productus*, *Bellerophon*, *Spiriferen*, *Nautilen* u. s. w. Den Schiefern sind mehrere starke Kohlenflötze eingeschaltet. Die Lagerung ist sehr gleichmässig. Gesammte Mächtigkeit etwa 800 m, wovon 250 m auf die untere Abtheilung entfallen, welche mehr als die Hälfte der geförderten Kohle liefert.

H. Behrens.

W. de Lima: Estuda sobre e carbonica de Alemtejo. (Comunições dos trabalhos geologicos de Portugal. 3. 1895/96.)

Die Vorkommen von Kohlen- oder Carbonpflanzen, welche sich verstreut in Portugal finden, entsprechen der Entwicklungsform des französischen Centralplateaus und der Centralalpen. Auf Urgebirge oder auf altpalaeozoischen gefalteten Schichten liegen wenig ausgedehnte Sandsteine, Conglomerate und Schiefer mit geringwerthigen Flötzen, welche fern vom Meere in den Senken der alten Hochgebirge zusammengeschwemmt wurden. Stratigraphisch gehören die portugiesischen Pflanzen dem oberen Obercarbon oder dem Rothliegenden, nur in seltenen Fällen den oberen Saarbrücker Schichten an. Den schon früher bekannten Vorkommen Portugals (Bussaco bei Coimbra, S. Pedro dá Cova, Pedorido bei Oporto) schliesst sich die wenig ausgedehnte Fundstelle carbonischer Pflanzen von Moinho d'Ordem (im nördlichen Theil von Alemtejo) an, die zwischen Porphyrit und Phylliten eingeschlossen ist. Die nebenstehende Tabelle lässt deutlich erkennen, dass das Vorkommen von Alemtejo dem sog. „Stephanien“ der

	Bussaco bei Coimbra	S. Pedro dá Cova	Alemejo	Radstock	Zwickau	Stephanien	Westphalien
<i>Sphenopteris obtusiloba</i> BRONG. . .	—	—	+	—	—	—	s
<i>neuropteroides</i> BOULAY sp.	—	—	+	+	+	—	+
<i>crinata</i> BRONG.	+	+	+	+	+	—	—
<i>Pecopteris cyathea</i> (<i>arborescens</i>) SCHLOTH. sp.	+	+	+	+	s	+	+
<i>hemitelioides</i>	+	+	+	—	—	+	—
<i>dentata</i> (<i>pennaeformis</i>) BRONG. .	+	+	+	+	—	+	+
<i>oreopteridia</i> SCHLOTH. sp.	+	+	+	+	—	+	—
<i>Candollei</i> BRONG. sp.	+	+	+	+	s	+	—
<i>lepidorhachis</i>	—	+	+	—	s	+	—
<i>Pluckeneti</i> BRONG.	—	—	+	—	s	+	—
<i>crenulata</i> BRONG.	—	—	+	+	—	—	s
<i>Alethopteris Davreuxi</i> BRONG. sp. .	—	—	+	+	—	—	+
<i>Neuropteris Clarksoni</i> LESQ. . . .	—	—	+	?	—	—	—
<i>macrophylla</i> BRONG.	—	—	+	+	—	—	—
<i>acuminata</i> BRONG.	—	—	+	—	—	—	—
<i>Dictyopteris Münsteri</i> EICHW. sp. .	—	—	+	+	—	—	s
<i>Calamites Suckowi</i> BRONG.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Cisti</i> BRONG.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Asterophyllites equisetiformis</i> L. H.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Annularia stellata</i> SCHLOTH. sp. . .	+	+	+	+	—	+	+
<i>sphenophylloides</i> ZENKER sp. . . .	+	+	+	+	—	+	s
<i>Sphenophyllum emarginatum</i> BRONG.	—	—	+	+	+	—	s
<i>Lepidodendron dichotomum</i> STERNB.	—	—	+	—	—	—	s
<i>Sigillaria</i> sp.?	—	—	+	+	+	+	+
<i>Cordaites borassifolius</i> STERNB. sp.	+	+	—	—	—	+	+
<i>Callipteridium pteridium</i>	+	—	+	—	—	—	—

Franzosen (Ottweiler + untere Cuseler Schichten) zuzurechnen ist. Auch Bussaco und S. Pedro dá Cova gehören diesem nicht sehr scharf begrenzten Horizonte an. Aber während für die letztgenannten Fundorte eine Gleichstellung mit dem unteren Rothliegenden nicht ausgeschlossen ist, besitzt Alemejo zweifellos das Alter der Ottweiler Stufe. Die bei Bussaco und S. Pedro fehlenden Lepidodendren und Sigillarien sind hier vorhanden und typische Dyasformen fehlen gänzlich.

Ein (in einer Nachschrift behandeltes) Vorkommen von Moinho d'Ordem weist sogar auf obere Saarbrücker Schichten hin; *Odontopteris Coemansi* ANDRAE („*Diplotemum*“ [*Diplotmema*] *Caemansi* l. c.) und *Mariopteris muricata* SCHL. var. *nervosa* ZEILL. sind bezeichnende Arten des mittleren Obercarbon, welche nicht in die jüngere Stufe hinaufgehen. **Frech.**

Triasformation.

A. Tommasi: Nuovi fossili triasici in Sardegna. (Boll. Soc. Geol. Ital. 15. 1896. 497—503. Taf. 11.)

Bei Nuovi unweit Cagliari in Sardinien liegt über Sandsteinen mit Calamiten und unter Liaskalken und Nerineen-Bänken ein 10—15 m mächtiger, zuckerkörniger gelblicher Dolomit mit schlecht erhaltenen Fossilien. Hauptsächlich sind es Gervillien, die dem Dolomite den Namen geben. Alle Formen scheinen neu und werden daher abgebildet und beschrieben: *Avicula Ichnusae*, *A. Flumendosai*, *Gervillia De-Stefanii*, *Gonodus* sp., *Purpuroidea* (?) *Lovisatoi*, *Undularia* (?) *Taramelli*. Nach dem Habitus der Versteinerungen gehören diese Dolomite in die obere Trias und sind wohl kaum jünger als die Raibler Schichten.

Deecke.

T. G. Bonney: A Comparison of the Pebbles in the Trias of Budleigh Salterton and of Channock Chase. (Geol. Mag. 1895. 75—79.)

Die Rollsteine in dem triasischen Conglomerat bei Budleigh Salterton in Devonshire haben viel mehr Übereinstimmung mit schottischen Gesteinen gezeigt, die in einer früheren Mittheilung über Channock Chase in Staffordshire beschrieben wurden, als mit Gesteinen von Cornwallis, die man hier zunächst hätte erwarten dürfen.

H. Behrens.

Juraformation.

F. Schalch: Über einen neuen Aufschluss in den untersten Schichten des Lias bei Beggingen, Canton Schaffhausen. (Mitth. d. bad. geol. Landesanst. Heidelberg. 3. 1895. 253.)

Da die Stufe des *Psiloceras planorbe* im Randen-Wutach-Gebiete bisher nur an zwei Stellen beobachtet werden konnte, so schien es geboten, einen neuen Aufschluss dieser Zone bei Beggingen genau zu verzeichnen. Die fragliche Zone besteht aus einer ca. 5 m mächtigen Wechsellagerung von „Schwaichel“ mit graublauen Kalkbänken; sie enthält *Psiloc. Johnstoni*, zahlreiche Cardinien und flache Geschiebe mit Bohrmuschelkernen. Die rhätischen Schichten fehlen.

V. Uhlig.

T. Morena: Il Sinemuriano negli strati a *Terebratula Aspasia* MENEGHINI. (Bull. Soc. Geol. Italiana. 16. 1897. 183.)

Verf. kam durch sorgfältige, drei Jahre fortgesetzte Aufsammlungen von Versteinerungen in der unteren Zone der Schichten mit *Terebratula Aspasia* MGHI. im Steinbruche von Pontalto (Gebiet von Catria—Monte Nerone) zu wichtigen Ergebnissen. Das ausgebeutete Lager ist ca. 30 m

mächtig und besteht aus einer Wechsellagerung von compactem, hornsteinführenden Kalk und brachiopodenreichem Crinoidenkalk. Dieser Umstand begünstigte das Bestreben des Verf.'s, Versteinerungen behufs Feststellung etwaiger Veränderungen der Arten nach Schichten zu sammeln. Er konnte ein ausgezeichnetes, zahlreiche Arten umfassendes Material zusammenbringen, in dem allerdings vier Arten, *Terebratula cerasulum* ZITT., *Rhynchonella retroplicata* ZITT., *Rh. pisoides* ZITT., *Rh. Mariottii* ZITT., stark vorherrschen, welches Material später eine eingehende palaeontologische Würdigung erfahren wird.

Verf. verzeichnet noch ein anderes wichtiges Ergebniss. Die *Aspasia*-Schichten haben bisher, wie bekannt, als mittelliasisch gegolten; hier aber zeigen zahlreiche Brachiopoden entschiedene Anklänge an die unterliasische Hierlatzfauna, und es treten Ammoniten auf, wie *Oxynoticeras aballoensis* ORB., *Schlotheimi Boucaultii* ORB., *Asteroceras stellare* Sow., *Arnioceras geometricum* OPP., *Arnioc. semilaeve*, *Arnioc. ceratitoides* Qu., *Lytoceras hierlatzicum* GEY. und einige andere, die, für den Apennin neu, zu den bezeichnenden Typen des oberen Sinemurian gehören. Der untere Lias schliesst also in den Central-Apenninen nach oben nicht, wie man bisher geglaubt hat, mit dem massigen Kalk ab, sondern es ist auch noch der untere Theil der *Aspasia*-Schichten hierher zu ziehen und die *Aspasia*-Schichten, von denen man bisher angenommen hat, dass sie nur der Facies nicht dem näheren geologischen Alter nach mit den alpinen Hierlatzschichten übereinstimmen, treten nun zu diesen Schichten doch in nähere Beziehungen. Die interessante Arbeit enthält eine vorläufige Versteinerungsliste und verweist bezüglich der Einzelheiten auf die in Aussicht gestellte palaeontologische Darstellung.

V. Uhlig.

L. Brasil: Les divisions de la Zone à *Lytoceras jurense* en Normandie. (Bull. Soc. Linnéenne de Normandie. (4.) 9. Caen 1895. 34.)

Durch die erwiesenermaassen bestehende Analogie in der feineren Zusammensetzung des Toarcien und Bajocien in England und der Normandie fühlte sich Verf. veranlasst, auch das Verhalten der *Jurenensis*-Zone in dieser Richtung zu prüfen. In dieser Zone unterscheidet S. BUCKMAN in den Cotteswolds vier Unterzonen, die *Variabilis*-beds, die *Striatulum*-beds, die *Dispansum*-beds und die *Dumortieria*-beds. Von diesen Horizonten konnte Verf. im Calvados nur den obersten und untersten scharf nachweisen, die beiden mittleren dagegen erscheinen in einen gemeinsamen, untheilbaren Horizont vereinigt. Die *Jurenensis*-Zone des Calvados zerfällt nach dem Verf. in folgende Unterstufen:

1. Niveau mit *Haugia variabilis* (*H. jugosa* Sow., *Lillia erbaensis* HAUG., *Lytoceras sublineatum* OPP.).

2. Niveau des *Grammoceras toarcense* und *Gr. fallaciosum* (*Gr. striatum*, *Gr. doerntense* DENCKM., *Gr. Saemanni*, *Gr. quadratum* HAUG., *Gr. Mülleri* DENCKM., *Gr. metallarium* DUM., *Haugia Eseri*, *H. occiden-*

talis, *Catullocceras* cf. *aratum* S. BUCKM., *Pseudolioceras compactile*, *Lytoceras Wrighti*, *L. jurense*).

3. Niveau der *Dumortieria pseudoradiosa* (*D. prisca*, *D. Munieri*, *D. radiosa*, *D. radians*, *Catullocceras Leesbergi* BRANCO, *C. Dumortieri* THIOLL., *Polyplectus discoides*, *Hammatoceras insigne*, *Lytoceras interruptum*, *Phylloceras Nilsoni* HÉB.).

V. Uhlig.

L. Brasil: Note sur le Callovien supérieur des falaises de Dives et de Villers-sur-Mer. (Bull. Soc. Linnéenne de Normandie. Caen 1896. (4.) 10. 3—6.)

Das obere Callovien zwischen Dives und Villers-sur-Mer war in neuerer Zeit Gegenstand der Untersuchung von DOUVILLÉ und MUNIER-CHALMAS. Der erstere unterschied drei Horizonte und gab in allen dreien *Peltoceras athleta* an, wogegen diese Art bei MUNIER-CHALMAS nur im ersten und zweiten Horizont vorkommt. Verf. glaubt, dass hier eine Verwechslung von *Peltoceras athleta* mit *P. athletoides* LAHUS. vorliege. Der echte *athleta* kommt nur im ersten Horizonte vor, im folgenden *athletoides*. Verf. giebt die Unterschiede beider Arten näher an und schlägt für das obere Callovien von Dives folgende Gliederung vor: 1. Schichten von Dives und Beuzeval (?) mit *P. athleta*. 2. Schichten von sous Auberville mit *P. athletoides*. 3. Schichten von Villers mit *Creniceras Renggeri* und *Oppelia villersensis*.

V. Uhlig.

F. Sardeson: Die Gliederung des Dogger am Tuniberge. (Mitth. d. grossh. bad. geolog. Landesanst. 3. 1895. 109.)

Am West- und Südabhange des Tuniberger sind die Schichten des Dogger in einer Mächtigkeit von ca. 150 m aufgeschlossen. Es fehlen die obersten und untersten Schichten, auch die *Murchisonae*-Schichten können nur in ihren höheren Lagen beobachtet werden. Verf. scheidet darüber folgende Stufen aus: *Sowerbyi*-Schichten, Blaue Kalke, *Giganteus*-Thone, *Humphriesianus*-Schichten, *Coronatus*-Schichten, *Subfurcatus*-Schichten, Hauptrogenstein, *Ferrugineus*-Schichten. Bezüglich des Details und der reichen Fossilisten muss auf die Arbeit selbst verwiesen werden, der eine sehr instructive Profiltafel beigegeben ist.

V. Uhlig.

C. Diener: Über eine Vertretung der Juraformation in den Radstädter Tauerngebilden. (Verh. geol. Reichsanst. Wien 1897. 252.)

Die mesozoische Schichtreihe der Radstädter Tauern enthält als tieferes Glied Diploporenkalk, als höheres die Pyritschiefergruppe, über welcher VACEK noch eine jüngere Bildung, und zwar gelblichweissen bis fleischrothen Crinoidenkalk, nachgewiesen hat. Dieser Kalkstein führt nebst rundstieligen Crinoiden auch deutliche *Pentacrinus*-Glieder. Einzelne Bänke

sind reich an Glimmer, durch dessen Anhäufung in bestimmten Lagen der Kalk ein gebändertes Aussehen annimmt und dem Kalkglimmerschiefer des Urgebirges ähnlich wird. Die Crinoidenkalke gehen seitlich und im Liegenden in matschwarze Kalkschiefer mit heller gefärbten mergeligen Linsen über, und in diesen letzteren fand Verf. zwar specifisch nicht bestimmbare, aber sicher zur Gruppe der Canaliculaten gehörige Belemniten. Man hat es also hier mit mittlerem oder oberem Jura zu thun und VACEK hat daher mit Recht die von v. GÜMBEL vorgeschlagene Gleichstellung dieser Bildung mit den Hallstätter Kalken abgelehnt. Die Zuweisung der Pyritschiefer zu den Raibler Schichten stützt VACEK auf einen Fund von Bivalven in der Basis des Complexes, und da die Belemniten an der oberen Grenze desselben vorkommen, so trennt nahezu die gesammte Mächtigkeit der Pyritschiefergruppe die beiden fossilführenden Niveaus, und so dürften sich an der Zusammensetzung dieser Schichtgruppe mehrere altersverschiedene Elemente betheiligen, wie das VACEK, und zwar ebenfalls auf Grund von Belemnitenfunden, bereits angedeutet hat. Diese letzteren Belemniten waren schon vor Jahren von STUR aufgefunden worden, STUR hielt sie jedoch für Vertreter triadischer Formen (*Aulacoceras*), und erst VACEK erkannte sie als echte Belemniten. Das betreffende sehr wichtige Vorkommen ist nunmehr auch seiner bathrologischen Stellung nach festgelegt.

V. Uhlig.

C. F. Parona: Considerazioni sulla serie del Giura superiore e dell' Infracretaceo in Lombardia a proposito del rinvenimento di fossili del piano Barremiano. (Rend. Ist. Lomb. d. sc. e lett. (2.) 29. 1896. 243—246.)

In der fossilarmen, Majolica genannten Schichtenserie der lombardischen Voralpen haben sich in den unteren mergeligen Abtheilungen Fossilien des Oxfordien gefunden (*Phylloceras Manfredi*, *Perisphinctes Airoidi*), ausserdem solche der *Acanthicus*-Zone (*Phylloceras isotypum*, *Aspidoceras longispinum*), schliesslich neuerdings Anzeichen des Barremien am Mte. Albenza (*Silesites Seranonis*, *Costidiscus recticostatus*). Auch *Diphyia*-Kalk Valenginien und unteres Neocom dürften vertreten sein, desgleichen das Hauterivien, vielleicht sogar das Aptien, worauf *Gervillia aliformis* hindeutet. Die Gliederung des Complexes aber und die Durchführung derselben in den verschiedenen Landstrichen steht vorläufig noch aus.

Deecke.

Kreideformation.

Middelschulte: Neue Aufschlüsse in der Kreideformation des nordöstlichen Ruhrkohlenbezirkes durch Tiefbauschächte. (Verh. naturhist. Ver. d. preuss. Rheinlande etc. 54. 1897. 295—303.)

Mit dem Fortschreiten der Tiefbauschächte des Ruhrkohlengebietes nach Norden nimmt, dem nördlichen Einfallen der Schichten entsprechend, die Mächtigkeit des dem Kohlengebirge auflagernden Cenoman, Turon und

Emscher stetig zu. So wurde jenes auf Massener Tiefbau in 195 m, auf Preussen in 348 m und auf Grimberg in 453 m erreicht. Es ergab sich dabei eine verschiedene Mächtigkeit der älteren Cenomanablagerungen, die sich wohl dadurch erklärt, dass sie als erste Sedimente des Kreidemeeres die unebene Oberfläche des Kohlengebirges zunächst einebneten, d. h. die Vertiefungen ausfüllten, während sie auf den Erhebungen nur dünne Lagen bildeten. Die Zone des *Acanthoceras rhotomagense* fehlt im westlichen Westfalen, tritt aber weiter östlich auf. Für das Turon ergab sich von Süden nach Norden eine wachsende Mächtigkeit. Die wechselnde Mächtigkeit des Emscher, die jedoch in den nördlicher gelegenen Aufschlüssen die des Turon erheblich übertrifft, ist wohl z. Th. auf Erosion zurückzuführen, da es direct vom Diluvium bedeckt wird. Zu erwähnen ist noch, dass auch von Westen nach Osten das Kreidegebirge an Mächtigkeit zunimmt.

Joh. Böhm.

J. Welsch: Sur l'âge sénonien des grès à *Sabalites andegavensis* de l'ouest de la France. (Compt. rend. 125. 1897. 667—669.)

Bei Saumur (Maine-et-Loire) liegt dem Cenoman und Turon discordant das Senon, als feine, weisse und gelbe Sande und kieseliger Sandstein ausgebildet, auf. An der Basis fand Verf. in Lagen groben Sandes *Ostrea plicifera*, *O. aff. laciniata* und *O. aff. Deshayesi*. Inmitten der Ablagerung finden sich Sandsteinplatten mit Bryozoen. Nach oben hin wird der Sand sehr fein, weiss und führt *Rhynchonella cf. vespertilio*, *Rh. Baugasi*, *Ostrea vesicularis* und Spongien. Den Abschluss bildet eine 0,6—3 m mächtige Bank weissen Sandsteins (grès à pavés), der hier und da von Sand oder thonigen Sanden bedeckt ist. Dieser Sandstein führt *Sabalites andegavensis*, ausserdem Ostreen aus der Verwandtschaft der *O. eburnea* und *proboscidea*. Demnach erweisen sich die Sande und Sandsteine als marinen Ursprungs und als der oberen Kreide angehörig.

Joh. Böhm.

L. Doncieux: Note sur l'extension de l'étage de Rognac dans les Corbières orientales. (Bull. soc. géol. de France. (3.) 26. 1898. 159.)

Die in der Provence so verbreiteten Schichten von Rognac finden sich westlich der Rhône im Département de l'Hérault als Sandsteine wechselnd mit Mergeln und Kalken mit der bezeichnenden Fauna, ferner am Fusse der Montagne noire, bei Foix und endlich bei Ausseing und Saint-Marcet (Haute-Garonne), überall überlagert von dem Garumnien supérieur LEYMERIE's mit *Micraaster tercensis*. In den Corbières bestehen die Hügel von Roquelongue etc. aus den Kalken von Rognac, welche auf den mächtigen Sandsteinen der oberen Kreide (des Senon) liegen und *Bauxia bulimoides* MATH., *Vivipara Bosquiana* MATH. und *Cyclophorus heliciformis* MATH. etc. enthalten. Einige Profile werden mitgetheilt.

von Koenen.

G. Böhm: Beitrag zur Gliederung der Kreide in den Venetianer Alpen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 49. 1897. 160—181. Taf. 4—6.)

Erneut sucht Verf. an einer Anzahl von Profilen darzulegen, dass der Radiolitenhorizont, welchen FUTTERER (dies. Jahrb. 1895. I. -110-) bei seiner Untersuchung der südalpinen Kreidekalke ausgeschieden hat, sich nicht aufrechterhalten lässt. *Apricardia Pironai* und *Nerinea Jaekeli* finden sich nicht über, sondern unter den Hippuriten, und überaus zahlreiche Radiolitendurchschnitte treten auch mit und unter den Hippuriten auf. So wurde in dem eingehend beschriebenen Profil von Bocca di Crosis bei Tarcento mitten zwischen Radioliten ein Hippurit gefunden, der dem *giganteus* sehr ähnelt und für welchen, wofern er sich als neu erweisen sollte, Verf. den Namen *tarcentinus* vorschlägt. Aus dem Niveau der *Caprina schiosensis* vom Col dei Schiosi und der ebengenannten Localität werden *Pleurosmilia schiosensis* n. sp., *Ostrea* aff. *Munsoni* HILL (= *Pinna ostreaeformis* FUTT.), *Pecten* sp., *Lima Marinellii* n. sp., *L. carnica* n. sp., *Caprinula Di Stefanoi* n. sp., *Lucina* sp., *Nerinea* cf. *airolidina* GEMM., *N. forojuliensis* PIR., ? *Fusus* sp., sowie vom Torrento Colvera Jouv nördlich von Maniago libero die neue Gattung *Joufia* mit der einzigen Art *reticulata* n. sp. beschrieben.

Joh. Böhm.

W. M. Fontaine: The Potomac formation in Virginia. (Bull. U. St. geol. Survey. No. 145. 1896. 1—147. Mit 1 geol. Karte.)

Im Staate Virginia ist nur das untere, vorwiegend sandig ausgebildete Glied der Potomac-Stufe vertreten, erst im Columbia-District erscheint dann auch das obere, thonig-sandige Glied. Jenes tritt in einem mehr oder weniger breiten Gürtel zwischen Baltimore und dem Nottoway River zu Tage. Es wird von Präcambrium unterlagert; bei Hannover findet sich auch Rhät, welches gefaltet und von Eruptivgängen durchsetzt ist. Bedeckt wird es von Tertiär, welches, mit grobkiesigen Schichten beginnend, auf der tief erodirten Oberfläche der Potomacschichten vielfach in Rinnen und Taschen liegt. Ursprünglich dehnte es sich auf dem Präcambrium 10—15 Meilen landeinwärts aus. Die Lage und der Charakter der Schichten, die ausführlich beschrieben werden, führen zu der Annahme, dass sie in den vereinigten Aestuaren zweier grosser Flüsse, die dem heutigen Potomac und James entsprechen, abgelagert wurden. Aus den Pflanzenresten — von thierischen Resten wurden nur der Abdruck eines Fischeschwanzes und 3—4 Estherienarten gefunden — und dem Umstande, dass das obere Glied wahrscheinlich dem Cenoman entspricht, kommt Verf. zu dem Ergebniss, dass die untere Abtheilung wohl dem unteren und mittleren Neocom angehören dürfte. Die bereits vorhandenen Angiospermen werden als Vorläufer dieses im Cenoman stark hervortretenden Pflanzentypus betrachtet.

Joh. Böhm.

Tertiärformation.

G. Böckh: Daten zur Kenntniss der geologischen Verhältnisse im oberen Abschnitte des Iza-Thales mit besonderer Berücksichtigung der dortigen petroleumführenden Ablagerungen. (Mitth. a. d. Jahrb. d. kgl. Ungar. geol. Landesanst. 11. 1897. 93 p. u. 1 geol. Karte.)

Bei dem grossen praktischen Interesse, welches die in den letzten Jahren im Bereiche der „Sct. Stefanskrona“ gemachten Petroleumfunde in dem ungarischen Ministerium erweckten, sah sich dieses veranlasst, die Summe von 50 000 fl. zum Zweck von Tiefbohrungen in diesen Gebieten zu bewilligen und beauftragte den Verfasser vorher, in den in Frage kommenden Regionen geologische Untersuchungen anzustellen, um die besten Punkte für die Bohrungen zu ermitteln. Verf. hat nun zunächst das Iza-Thal im Comitatus Marmaros als eines der aussichtsreichsten Gebiete im Sommer 1893 untersucht. Nach Besprechung der orographischen und hydrographischen Verhältnisse folgt diejenige der geologischen. Das älteste Gebirge in dem Gebiete bilden kleine Inseln von krystallinen Schiefen (chloritische Glimmerschiefer) und krystallinischem Kalk. Dann folgt die obere Kreide (?) in Form grober Conglomerate, welche mit den Conglomeraten des Borsa-Thales parallelisirt werden, analog der dortigen Entwicklung finden sich auch im Iza-Gebiet grobe dickbankige Sandsteine mit Kohlenknauern und mit Glimmerschuppen, die gleichfalls zur oberen Kreide gerechnet werden. Im Untereocän haben wir theils Nummulitenkalke, theils Mergelschiefer und Schieferthone, sowie grünliche Sandsteine. [Die Nummulitenarten sind leider, infolge ihrer schlechten Erhaltung, nicht specifisch bestimmt.] Das mittlere Eocän besteht aus grauen und bräunlichen Sandsteinen, mergeligen Schiefen und Thonen, in ihm finden sich in den Sandsteinen zuweilen Hieroglyphen und auch sporadische Bitumenspuren. Die obere Gruppe des Eocäns, ebenso wie das folgende Oligocän besteht vorwiegend aus Sandsteinen. Die zum Obereocän gestellten Sandsteine sind oft kalkhaltig und beherbergen schwache Schmitzen von Glanzkohle und stellenweise Schieferthon. Spuren von Theer und Erdpech, sowie starker Bitumengeruch und gelegentlich Petroleum finden sich hier. Die unteroligocänen Schichten sind durch Menilithschiefer ausgezeichnet. Das Miocän besteht aus grünen erdigen Dacittuffen und führt Salz sowie Gypsmassen; zuweilen sind die Tuffschichten reich an Foraminiferen, so dass der Schlämmrückstand oft fast ausschliesslich aus Foraminiferenschälchen besteht, trotz dieser Massenhaftigkeit an Individuen sind es nur ganz wenige Arten, unter denen die Globigerinen (*G. triloba*, *bulloides*, *Dutertrei*) und Orbulinen mit mehr als 90% überwiegen. Petroleum hat die miocäne Salzformation an vielen Stellen, namentlich bei Dragomérfa, geliefert, ebenso salz- und schwefelwasserstoffhaltige Quellen. Conglomerate oder Breccien, resp. grosse lose Blöcke, eines hypersthenführenden Amphibolandesits bilden das Hangende und werden zum Obermiocän gerechnet.

Was nun schliesslich die Ölführung betrifft, so findet sich Petroleum im

Iza-Thal, sowohl im Miocän wie auch in den jüngeren Karpathen-Sandsteinen, den „oberen Hieroglyphenschichten“ von C. M. PAUL. Trotz des verbreiteten Vorkommens bei Dragomérfalva ist doch in der miocänen Salzformation kaum auf anhaltendere und grössere Petroleumfunde zu rechnen; trotzdem wäre eine vollständige Durchbohrung dieser Schichten in ihrer ganzen Mächtigkeit an geeigneter Stelle wünschenswerth und würden wohl schon in einer Teufe von 148 m das Liegende, die Menilithschiefer, erreicht werden. Unter den Eocänschichten kommen vor allen Dingen die oberen Eocänablagerungen in Betracht, während in der unteren und mittleren Gruppe nur asphalt- und theerartige Bitumenspuren auftreten und die Aufschlüsse bei Szacsal in diesen Schichten nicht gerade zum Schürfen ermuthigen. Um eine vollständige Durchteufung des Obereocäns zu erhalten, werden zwei Bohrlöcher empfohlen, das eine bei Szacsal, mitten im Ort und im Iza-Thal, es würde die tieferen Theile des genannten Complexes bei ca. 650 m durchbohrt haben und hätte den Vortheil, in einer Antiklinale zu liegen, welche überall Petroleumansammlungen begünstigt. — Das zweite Bohrloch wäre bei Konyha im Thal und gegenüber der Jodermündung niederzubringen und würde auch die oberen Schichten des Obereocäns erschliessen, zur Durchteufung des ganzen vorgenannten Complexes wäre wenigstens eine Tiefe von 800 m erforderlich.

A. Andreae.

Th. Posewitz: Das Petroleumgebiet von Körösmezö (Marmaros). (Mitth. a. d. Jahrb. d. kgl. Ungar. geol. Landesanst. 11, 1897. 301—308.)

Das von der Schwarzen Theiss durchflossene Hügelland von Körösmezö im Comitatus Marmaros erreicht Höhen von 150 m über der Thalsole und ist am Karpathenabhang gelegen. In einem Gebiete, das aus ober- und besonders unteroligocänen Schichten besteht, treten im Theiss-Thale bei der genannten Stadt, wo sich die beiden Flussarme vereinigen, die petroleumführenden Schichten zu Tag, welche angeblich zum Mitteleocän gehören und mit welchen sich die Arbeit allein befasst. Graue, schieferige Sandsteine, Mergelschiefer und dunklere Schieferthone enthalten namentlich im höheren Horizonte mächtige Bänke von mürbem bituminösen Sandstein. Die Lagerung dieses stark gefältelten, oft krummschaligen Schichtencomplexes in den einzelnen Seitenthälchen wird eingehend besprochen. Das Hauptstreichen ist ein nordwestliches, doch sind viele Störungen vorhanden. Eingelagert sind ihnen die blätterigen Schiefer mit Fischschuppen und die mürben bituminösen Sandsteine, die öfters Hieroglyphen zeigen; diese bilden das eigentliche Petroleumgebiet, welches ca. 7 km lang und 2 km breit ist. — Die Petroleumfunde in dem Gebiete waren bisher keine bedeutenden, die Bohrungen erstreckten sich aber auch meist nur auf geringere Tiefe (bis zu 240 m). Eine geologische Kartenskizze im Maassstabe 1 : 75 000 ist der Arbeit beigelegt.

A. Andreae.

P. Termier: Sur les terrains cristallins, d'âge probablement tertiaire des montagnes de l'Eychaudan, de Serre-Chevalier et de Prorel près du bord oriental du massif du Pelvoux. (Bull. Soc. géol. de France. (3.) 23. 1895. 572.)

Nach Besprechung des Bekannten werden die 3 Schollen beschrieben, welche theils aus dicken Geröllen, theils aus Schiefeln bestehen, und dann die petrographische Beschaffenheit des Gesteins, welches bei Eychaudan nicht sehr metamorphosirt ist, bei Serre-Chevalier sehr stark und bei Prorel fast nur aus Quarzitschiefern mit dünnen Sericitlagen besteht. Alle drei werden dem Tertiär zugerechnet.

von Koenen.

J. T. Billiot: Coupes géologiques du Sud-Ouest. (Actes Soc. Linn. de Bordeaux. 53. 1898. 25.)

Nach allgemeineren Bemerkungen wird das Profil eines Bohrloches in Bordeaux mitgetheilt, welches durchbohrte: von 16,40—39,27 m Asterienkalk, bis 70,95 m Molasse des Fronsadais, bis 91,40 m Kalk mit *Anomia Girondica*, bis 130,15 m Thon mit *Palaeotherium*, bis 159,35 m Thon mit *Ostrea bersonensis*, bis 209,15 m Kalk mit *Sismondia*, bis 321,75 m Kalk mit *Alveolina*, bis 339,65 m Sand und Sandstein mit Nummuliten.

von Koenen.

E. Ficheur: Les plissements de l'Aurès et les formations oligocènes dans le Sud de Constantine. (Compt. rend. Acad. Sc. Paris. 126. 1898. 1826.)

Im Massiv von Aurès wird eine nach Nordost gerichtete Antiklinale von unterer Kreide (und Jura) jederseits von Synklinalen begleitet, welche im Norden spitz sind und sich nach Südwesten verbreitern, und ebenso wie die Isoklinal-Thäler von Ouled-Daoud und Ouled-Abdi die bekannten vor-miocänen Bildungen enthalten: 1. zu unterst helle Thone und Gyps mit *Helix*; 2. mächtige rothe Conglomerate und grobe Sandsteine mit rothen Thonen und Gypsschnüren; 3. deutlich discordant darüber Sandsteine, Conglomerate und Kalke mit *Pecten numidus*, und endlich nördlich von El-Outaïa graue Mergel mit *Pecten* und *Ostrea cf. crassissima*. 1. Entspricht den Thonen vom Polygon von Constantine. 2. Die Conglomerate etc., als Aquitanien gedeutet, erstrecken sich über die unteren Gehänge des Ahmar-Whaddon etc.

von Koenen.

F. W. Harmer: On the Lenham beds and the Coralline Crag. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 1898. 308.)

Nach einem Rückblick auf die Ansichten früherer Autoren wird ausgeführt, dass unter den 67 von Lenham bekannten Arten 15 nicht im Coralline Crag vorkommen, wohl aber im Miocän, resp. italienischen Pliocän. Autor folgert hieraus und ähnlichen Betrachtungen, dass das Lager von Lenham älter ist, als der Coralline Crag und auch die Schichten mit

Isocardia cor in Belgien, also etwa dem Diestien entspricht, während die Gerölle von eisenschüssigem, feinen Sandstein an der Basis des Crag ältere Formen, wie *I. lunulata*, *Conus Dujardini* etc., enthalten. Der einstige Zusammenhang mit dem Diestien Belgiens wird erörtert, dessen Fauna einen etwas jüngeren Charakter, aber doch noch älteren als der Coralline Crag zu haben scheint. Verglichen wird auch die kleine Fauna von Waenrode.

Die 8 von PRESTWICH unterschiedenen Schichten des Coralline Crag gestatten nicht eine schärfere Trennung, und der oberste, eisenschüssige Kalk ist durch Zersetzung der Glaukonitkörnchen entstanden; die Phosphoritknollen scheinen an der Basis zu liegen. Die obersten Schichten sind zuweilen durch Infiltration aus dem überlagernden Red Crag gefärbt; der Coralline Crag dürfte unter ähnlichen Bedingungen abgelagert worden sein wie die „Turbot-Bank“ zwischen den Copeland-Inseln und dem Eingange von Belfast-Cough, und seine Grenze gegen den London clay ist gleichmässig nach Nordnordosten geneigt, ohne dass während seiner Ablagerung eine grössere Senkung oder eine grosse Veränderung des Klimas erfolgt wäre; die Nordsee dürfte in dieser Zeit nach Norden weniger offen gewesen sein als jetzt, und mit dem Ocean direct zusammengehangen haben, so dass der Red Crag nur Strandbildung des zurückweichenden Crag-Meeres sei.

von Koenen.

John D. Irving: The stratigraphical relations of the Brown's Park beds. (Transact. N. York Ac. Sciences. 15. 1896. 252.)

Die im Nordosten des Staates Utah, am Ostende des Uinta-Gebirges verbreiteten Brown's Park beds stellen weiche, dünnschichtige, graue, von allen anderen Tertiärablagerungen jenes Gebietes völlig verschiedene Mergel dar. Sie sind ganz horizontal gelagert, auffallend schwach erodirt und so gut wie fossilfrei. Verf. spricht sie als pliocän an.

Kayser.

Quartärformation und Geschiebe.

G. de Geer: Rapport om den svenska expeditionen till Isfjorden på Spetsbergen sommaren 1896. Ymer 1896. 8 p.

Die Expedition nach Spitzbergen im Jahre 1896 hat eine genaue topographische Karte der Umgebungen des Eisfjordes im Maassstab 1:100000 hergestellt, bei der viele neue und genauere Daten gewonnen sind. Es konnte festgestellt werden, dass der ganze Fjord mit seinen zahlreichen Seitenarmen und die Küstenebene ein grosses Senkungsfeld darstellen, von Sprunglinien begrenzt. Auf „Oskar II.-Land“, der westlichen Halbinsel, wurden grossartige, aus SW. gerichtete Faltungen nachgewiesen, von tertiärem Alter, vielleicht auch noch in Zusammenhang mit der Landhebung zur Eiszeit. Die quartären Glacialbildungen hatten eine bedeutende Ausdehnung des Fjord und seine Arme waren von Gletschern erfüllt. Das Renthier ist erst später eingewandert und wahrscheinlich weiter über das Packeis ostwärts nach Now. Semlja und Franz Josephs-Land.

Die höchste Strandlinie von spätglacialer Senkung wurde in +130 m gefunden. Aus postglacialem marinen Thon (der neolithischen Zeit) wurden viele Muscheln gesammelt, dieselben weisen auf milderes Klima als das gegenwärtige. Zum Studium der gegenwärtigen Veränderungen wurden genaue Messungen, Photographien und Markenfixirung vorgenommen; so wurden auch von den 8 grossen Gletschern von Oskar II.-Land zwei detaillirt aufgenommen.

E. Geinitz.

B. Doss: Über einen Mammuthfund im Diluvium von Jaroslawl a. d. Wolga. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 48. 1896. 940.)

Detailbeschreibung der Lagerungsverhältnisse eines neuen Mammuthfundes in situ. Die Reste gehören einem an Ort und Stelle verendeten Individuum an; sie liegen in unterdiluvialem Geschiebesand, haben also präglaciales Alter. Am Schluss findet sich die Aufzählung der zahlreichen bisher bekannten Funde von Mammuth-Skelettheilen im Gouvernement Jaroslawl.

E. Geinitz.

N. Sokolow: Über die Entstehung der Limane Südrusslands. (TRUDY, Mém. com. géol. 10. 1895. Mit 1 Karte. St. Petersburg. Russisch 1—58 u. deutsch 59—102.)

Die Limane, jene erweiterten Fluss- und Thalmündungen, die einen so bezeichnenden Charakterzug der Flachküste im N. des Schwarzen und Asow'schen Meeres bilden, meist von Salz- oder Brackwasser erfüllt, sind allmählich der Zusammensetzung des Wassers, der Beschaffenheit der Absätze, der Fauna nach untersucht worden. Die Frage nach ihrem Ursprunge ist verschieden beantwortet worden; danach sind es entweder Meerbusen, oder erweiterte Flussläufe, oder sie sind durch die Verbindung beider entstanden; nach des Verf.'s Untersuchungen 1885—87 am Asow'schen Meere, 1893—94 vom Dnjepr bis zum Dnjestr sind es unzweifelhaft Flusserosionsthäler, die entstanden, als am Anfang der posttertiären Periode, einer Zeit grosser Niveauschwankungen, das Schwarze Meer einen bedeutend niedrigeren Stand innehatte als gegenwärtig. Ihre Zahl ist sehr bedeutend: zwischen Donau und Don zählt man 20 grosse Limane, darunter der des Dnjepr mit 60 km Länge und 12 km Breite, und eine weit grössere Anzahl kleinerer. So mannigfach ihre Gestalt, so steht sie doch stets im Zusammenhange mit dem einmündenden Thale, was Breite, Tiefe, Uferbeschaffenheit, Verlauf der Fahrwasserrinne, Verzweigung betrifft; die Grenze zwischen Liman und Flussthal ist oft nicht zu bestimmen; immer wächst die Tiefe nach dem Meere zu bis zum vorliegenden Walle (Peressyp); der geologische Bau beider Ufer ist ganz entsprechend (also keine Dislocation); das Fehlen des pontischen Kalksteins auf dem Ostufer, das regelmässig niedriger zu sein pflegt, ist einfach die Folge der Erosion auf nach W. geneigter Fläche (gehört zu der in Russland so allgemeinen Erscheinung, dass das Westufer der nach S. gerichteten Ströme hoch und steil, das Ostufer niedrig und flach ist, durch die Tendenz der Flüsse,

ihren Lauf nach W. zu verlegen); genauere Angaben p. 65—68. Die Reste des pontischen Kalksteins finden sich in den postpliocänen Schichten mit *Mastodon arvernensis*. Mitwirkung der Meereswellen bei Bildung der Limane hält Verf. für ausgeschlossen; das Meer bildet, wo Ebbe und Fluth fehlen, geradlinige Ufer, eben die bis 100 km langen Peressyps und Nehrungen, an denen das Nordufer des Schwarzen und Asow'schen Meeres so reich ist. Auch hätte eine Unterspülung der Ufer die Verbreiterung und Verflachung der Meerbusen zur Folge haben müssen. Aber jetzt sind die Limane Meerbusen. Genauer werden nun die wichtigsten Verhältnisse am Bug-Liman besprochen. Alte Flussbildungen, in grosser Breite entwickelt, dem Ende des Tertiär und dem Anfange des Quartär entstammend, berichten von einem mächtig strömenden Flusse mit bedeutenden Bett-schwankungen, während jetzt von der Jelanez-Bank (40 km im N. von Nikolajewsk), ja gewöhnlich von Wosnessensk (120 km oberhalb Nikolajewsk) an, keine Strömung wahrnehmbar ist. Durch die Frühjahrshochwasser des Dnjepr wird im Bug-Liman, wie ein Blick auf die Karte erklärlich macht, im Mai der höchste Wasserstand bewirkt, der niedrigste tritt im October ein. Natürlich können die Winde darin eine Änderung hervorrufen. Die Anschwemmungen erhalten ihre Gestalt durch den Wellenschlag und die Strömungen; die Landzungen sind meist breit dreieckig, mit nach S. gekrümmter Spitze (eine Folge der herrschenden Winde); gute Beispiele dafür bietet auch die Westküste des Asow'schen Meeres. Durch das Fehlen der Flusströmung, das Vorhandensein täglicher Schwankungen und durch den Wind erzeugter Strömungen, wie durch den Salzgehalt hat der Bug-Liman also den Charakter eines Meerbusens. Der Salzgehalt ist gering und steigt gegen den Herbst hin; daher ist die Fauna eine Salzwasserfauna mit der Fähigkeit, Schwankungen des Salzgehalts zu ertragen. Sie lässt 3 Zonen unterscheiden (nach KRENDOWSKI): 1. westlich von Otschakow *Mytilus*, *Cardium*, *Venus*, *Cerithium*; 2. östlich bis Parutino *Adacna* und kleine Gasteropoden; 3. im nördlichen Theile *Dreissena* und kleine Gasteropoden. In den jüngsten Ablagerungen, ebenso bei Bohrungen, fand man *Cardium edule*, *Venus gallina*, *Mytilus latus*, *Nassa reticulata*. Also hat nach Bildung des Flussthales das vordringende Meer die Süswasserbewohner verdrängt, während jetzt die mächtigen Dnjepr-Anschwemmungen und sein süsses Wasser den Bug-Liman allmählich ausgüsst und abgesperrt haben.

Abgeschlossene Limane sind u. A. der Tiligul, Kujalnik, Hadshibey, z. Th. mit sehr wechselndem Salzgehalt. Nach der früheren Fauna waren es auch Meerbusen, jetzt sind die einen fast ausgüsst, andere bis zur Sättigung salzig (Kujalnik). Die Peressyps verbreitern sich durch die herrschenden Nordwinde. Es finden sich alle Stadien von solchen Limanen, die noch mit dem Meere in Verbindung stehen, bis zu blossen Salzstümpfen. Ihre tiefen Rinnen wurden ausgegraben, als der Spiegel des Meeres 100' tiefer lag; dafür sprechen auch die unter ihren marinen Ablagerungen liegenden fluviatilen Bildungen mit Geröllen des pontischen Kalksteins. Auch die Fluss-Limane, d. h. die tiefen Süswasserseen an den Mündungen

der Nebenflüsse des Dnjepr sprechen dafür. Ferner hat man in Bohrlöchern die erodirte Oberfläche des pontischen Kalksteins bei 60—100 m unterhalb des Spiegels des Schwarzen Meeres getroffen, ohne dass Dislocationen nachweisbar wären. Es ergiebt sich aus den geologischen Beobachtungen, dass auf die sarmatische Transgression ein Rückzug des Meeres zur mäotischen Periode erfolgte; dann trat die pontische Transgression ein, deren Küstenlinie z. Th. sehr scharf festzustellen ist, etwa 80—100 m über dem jetzigen Spiegel, da, wo die sarmatischen Gebilde vom Gneiss-Granit des südrussischen krystallinen Gürtels herabgewaschen sind. Der pontische Kalkstein zeigt tiefe Erosionsspuren, auf ihm ruhen nur äolische, fluviatile und lacustre Bildungen. Zur mittleren Pliocänzeit muss das Niveau schon sehr gesunken gewesen sein. Die Schichten des oberen Pliocän mit *Mastodon arvernensis* liegen etwa im Spiegel des Meeres, sie sind fluviatiler und terrestrischer Entstehung. Die Schicht subfossiler Muschelschalen (*Dreissena polymorpha, rostriformis*) auf dem Boden des Schwarzen Meeres bei 200—800 m Tiefe umschliesst nach ANDRUSSOW ringförmig das tiefste Becken. Dort lag das Ufer; denn im Kaspi-See leben diese Formen von der Uferlinie an; auch sind sie nicht dünnchalig; das damals vom Ocean abgetrennte Meer zeigte das Verhalten des jetzigen Kaspi-Sees. Ursache ist wahrscheinlich eine Beckensenkung des postpontischen Meeres. Die Niveahebung ging dann zu schnell vor sich, um Deltabildungen zuzulassen und auch erst nach der Herstellung der Verbindung mit dem Ocean, da die marinen Liman-Ablagerungen die Fauna des jetzigen Schwarzen Meeres enthalten. Zu beantworten bleiben die Fragen, wie sich zeitlich die Entstehung der Limane zur Verbindung des Schwarzen mit dem Mittelmeere, zur Verbindung mit dem Kaspi-See, zu der Glacialzeit und zu der in Südrussland nachweisbaren Zeit der See- und Sumpfbildung (präglacial) verhält. Darüber enthält die Arbeit nur Vermuthungen. Endlich werden noch die anderen Küsten des Schwarzen Meeres auf das Vorkommen von Limanen hin untersucht, bezw. die Ursache ihres Fehlens ergründet, wie die Steilheit der Küste der Krym und des Kaukasus. Die Küste der Balkanhalbinsel weist mehrfach die Spuren von Limanen auf, selbst noch am Marmara-Meer, die ganz limanartigen Becken von Küstük-Tschekmedshe und Büjük-Tschekmedshe und das Goldene Horn.

Beigegeben ist der Arbeit die Karte des Dnjepr-, Bug- und Bessan-Liman.
Bruno Weigand.

O. E. Schiötz: Om de af Dr. REUSCH i Östfinmarken iagttagne praeglaciale Shuringsmarker. (Nyt Magazin for Naturvidenskaberne. 1895.)

Das NO. von Karlebotn herrschende Gestein ist ein lichtgrauer Sandstein mit einer 4 m mächtigen Conglomerateinlagerung, die von Dr. REUSCH (Norges geologiske Undersögelse. 1891) als eine präglaciale Moräne gedeutet wird. Auf der Oberfläche des liegenden Sandsteins sieht man zwei verschiedene Systeme von Gletscherstreifen, NW.—SO. resp. O.—W. Diese

Streifenrichtungen brauchen nicht, wie Dr. REUSCH annimmt, eine prä-glaciale Übereisung anzugeben, denn echt glaciale Streifen mit dem Streichen NW.—SO. können auf dem niedrigen Sjöholm und am Noessey wahr-genommen werden, sowie solche von verschiedenem Streichen, O., ONO. und NO., hie und da am Varangerfjord vorkommen. Diese Richtungen ändern sich natürlich nach den localen Verhältnissen. Das von Dr. REUSCH als Moräne gedeutete Conglomerat wurde während der Bildung des Sandsteins durch ein Herabrutschen von Schutt- und Blockmassen der Strand-abhänge des damaligen Meeres gebildet.

Anders Hennig.

B. Doss: 1. Etymologisches über die Kanger, sowie einige Worte über den Dünenbezirk nordöstlich Rodenpois in Livland. 2. Über einige Besonderheiten bei Dünen aus Rigas weiterer Umgebung. 3. Zur Kenntniss der lebenden und subfossilen Molluskenfauna in Rigas Umgebung, insbesondere des Rigaer Meerbusens. (Corr.-Bl. d. Naturf. Vereins zu Riga. 39. 1896. 25—40, 110—128.)

1. Das Wort Kanger gehört der finnisch-ugrischen Sprachfamilie an und findet sich in ähnlichem Sinne im Livischen, Finnischen und Esthnischen, auch im Eskimo sind an den Stamm Kanger die Begriffe „schmal, lang“ oder „steil“ gebunden. — Die erwähnten Dünen sind Binnendünen, aus gelbem Diluvialsand zusammengesetzt, der westlich der Kanger weit verbreitet ist.

[An dieser Stelle sei auf mehrere Druckfehler in den Referaten dies. Jahrb. 1897. II. -156- f. hingewiesen: Ozer- statt Oger-, Kenz talns statt Kenz kalns, im See-Ås statt ein See-Ås, Bergung statt Bewegung. Das Wort Kanger ist ein livisches.]

2. Verf. erwähnt: a) Torflagen an der Basis des Dünensandes. b) Zonen von Humus bezw. humosem Sand, oft in gewundenem Verlauf. c) Ortstein. d) Sandstein und e) Osteocollen, in kalkhaltigem Sand. f) Blitzröhren. g) Grand- und Gerölleinlagerungen in Binnendünen (ausgeblasene Gerölllager). h) Muschelschalen. Strand- oder Küstenwälle. Flussdünen.

3. 5 ursprüngliche Salzwasser- und 24 ursprüngliche Süßwasserbewohner bilden die zur Zeit bekannte Molluskenfauna des Rigaer Meerbusens (*Dreissena polymorpha* gehört dazu), dessen brackisches Wasser nur 0,507 % Salz enthält. Schalen von Meeresconchylien finden sich an den Düna-Ufern mit Ballastmassen verschleppt. Altalluviale Sandlager an der Kurischen Aa enthalten *Cardium edule*, *Tellina baltica* und *Mytilus edulis*, die durch das Wasser ausgeschlemmt und mit den echten Aa-Mollusken vermischt werden; vielleicht ist ein ähnliches am Ostufer des Kanger-Sees. Schliesslich wird noch die Liste der Molluskenfauna der Kurischen Aa und des Kanger-Sees und die eines Wiesenkaltes mitgeteilt.

E. Geinitz.

A. Heim: Geologische Nachlese. 4. Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. (Vierteljahrsschr. d. Naturf. Gesellsch. Zürich. 40. 1895. 32 p. 1 Taf.)

Von Schwanden aufwärts hat das Linth-Thal den gewöhnlichen Charakter unserer Alpenthäler; der Fluss, durch die Schuttkegel der verschiedenen Wildbäche gedrängt, wendet sich bald nach links, bald nach rechts. Zwischen Schwanden und Glarus hingegen zeigt sich ein Thalstück von ganz absonderlichem Aussehen. Anhäufungen mit welliger Oberfläche füllen das Thal auf, bis zu 200 m über der Linth. Die Dörfer, welche sonst auf den Schuttkegeln der Wildbäche liegen, sind hier hoch oben auf dieser welligen Auffüllung, in welche sich die Linth eine schmale Rinne eingeschnitten hat.

Dieses Haufwerk ist Schutt, welcher mit der angegebenen Mächtigkeit sich auf mehr als 5 km thalabwärts erstreckt und auf seiner grössten Breite über 2 km erreicht.

Eine nähere Untersuchung belehrte den Verf. bald, dass es sich nur um Bergsturz handeln könne, welcher der Guppenrunse am Glärnisch entstammen müsse. Das Material ist Jura, meist Malm, dem Hochgebirgskalk, Troskalk (Tithon) und Quintnerkalk (mittlerer Malm) angehörend; auch Lias und Dogger (Echinodermenbreccie) finden sich vor. Die Trümmer sind oft zu einer Breccie verkittet, deren Structur für besagte Entstehungsweise ganz bezeichnend ist. Sie besteht aus Trümmern jeder Grösse, alle eckig, oft direct aufeinandergehäuft mit eckigen Hohlräumen oder auch durch feines Kalkfelmehl zusammengebacken. Einzelne Blöcke sind in sich selbst splitterig zertrümmert. Viele Blöcke tragen Schlagwunden und Hiebsschrammen. Mehrere grössere, riffartig hervortretende Felsen sind sogar anfänglich als anstehender Fels kartirt worden. Beim Abbau zur Kalkbrennerei oder zur Gewinnung von Strassenbaumaterial zeigt sich aber, dass der „Fels“ auf Schutt liegt.

Verf. begeht das ganze Trümmergebiet und bezeichnet aufs Deutlichste dessen verschiedene Theile. Überall erkennt er die typische Kalksturzbreccie, welche bis oberhalb Glarus eine zusammenhängende Masse bildet. Aber weiter unten folgen noch zahlreiche Hügel, alle aus Malmtrümmern bestehend; bis Näfels erheben sie sich hie und da über die Thalsohle. Sicher sind es Erosionsrelicten von alten Bergstürzen, ob mit dem Glärnisch-Guppensturz zusammenhängend, bleibt noch dahingestellt. Die grosse zusammenhängende Sturzmasse des Letzteren endigt hart oberhalb Glarus. Über der Hauptsturzmasse aus Malm kommen stellenweise auch kleinere Trümmernmassen von Verrucano, Dogger etc. vor, mit Ausschluss des Malm oder bedeutendem Zurücktreteten desselben. Es sind dies entweder nachgestürzte Felsmassen aus den unteren Theilen des Sturzgebietes, wo Verrucano und Dogger vorhanden sind, oder es sind mit dem grossen Sturze gefallene Massen, welche sich mit dem übrigen Material nicht gemischt haben, was ja bei Bergstürzen gerade charakteristisch ist. Sie bilden auch Schlieren in der Hauptsturzmasse.

Ein wichtiger Umstand, welcher hervorgehoben wird, ist das Vor-

handensein von Gletscherschutt, eigentlicher Moräne, über der Bergsturzmasse. Es ist somit festgestellt, dass nach dem grossen Sturz der Linthgletscher sich darüber hinwegbewegt hat. Die Moränen sind nur aufgelagert und ziehen sich nicht dem Einschnitt entlang bis zur Linth; somit ist zugleich dargethan, dass der Einschnitt der Linth erst nach der letzten Gletscherbedeckung entstanden ist. Ausserdem beweist das Vorhandensein von Bergsturstrümmern unter der Thalsole der Linth, dass der Thalboden heute daselbst weniger tief ist als früher. Stellenweise ist auch ersichtlich, dass die Sturzmasse selbst wieder auf Moräne liegt.

Das Sturzgebiet verlassend, betrachtet Verf. den oberhalb desselben gelegenen Thalgrund. Hier lehnen sich an die Thalwand, auf fast gleicher Höhe wie der Felssturz, nicht wellige, sondern ganz flache Terrassen. Sie bestehen aus Flussgeschieben der Linth. Dieselben sind dadurch entstanden, dass der Felssturz das Thal abdämmte und einen Stausee bildete, welcher sich nach und nach mit Flussgeschieben auffüllte, oder doch so, dass die groben Geschiebe zurückblieben, während das Wasser mit Schlamm während längerer Zeit durch die Schuttmasse durchsickern konnte. Jetzt ist diese frühere Thalausfüllung wie die Sturzmasse selbst wieder vom Flusse durchschnitten und dessen Relicten lehnen sich als Seitenterrassen mit Steilhalden an den Fuss des Thalgehanges.

Schliesslich hebt Verf. noch die Unterscheidungsmerkmale solcher Felsstürze von Dislocationsbreccien hervor und berechnet das Volumen der Glärnisch-Guppensturzmasse auf 800 000 000 cbm. Der leere Raum in der Absturznische am Guppenruns entspricht ungefähr dieser Schätzung.

Schardt.

Johann Wysogórski: Über das Alter der Sadewitzer Geschiebe. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 48. 1896. 407.)

Eine Revision der Trilobiten, namentlich der Gattung *Chasmops*, aus den Sadewitzer Geschieben, ergibt einige Modificationen der RÖMER'schen Ansicht, der diese Geschiebe sämmtlich zur Lyckholmer Schicht rechnete. Die Geschiebe stammen nicht nur aus dieser Schicht, sondern aus dem ganzen Untersilur, vom Vaginatenskalk bis in die Borkholmsche Schicht aufwärts. Auch die Cephalopoden weisen auf verschiedene Horizonte hin.

Die von RAUFF bearbeiteten Spongien von Sadewitz sind folgende:

Astylospongia praemorsa F. RÖM. emend. RFF.

Caryospongia diadema (KLÖDEN) RFF.

Carpospongia globosa (EICHW.) RFF.

C. castanea (F. RÖM.) RFF.

Hindia sphaeroidalis DUNCAN.

Aulocopium aurantium OSWALD.

A. cylindraceum F. RÖM.

Aulocopella cepa (F. RÖM.) RFF.

Pyritonema subulare (F. RÖM.) RFF.

E. Geinitz.

Paul Krause: Über einige Sedimentärgeschiebe aus Holland. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 48. 1896. 363.)

Es werden als theilweise neu beschrieben folgende Geschiebe: 1. rother Orthocerenkalk, 2. untersilurischer (mittlerer) Graptolithenschiefer, 3. Backsteinkalk, 4. Wesenberger Gestein, 5. Fenestellen(*Leptaena*-)kalk, 6. *Cyclocrinus*-Kalk, ferner ein noch nicht sichergestelltes silurisches Geschiebe, 7. Gotländer Oolith, 8. Sandsteinconglomerat (? Devon), 9. jurassisches Geschiebe mit *Liparoceras striatum* REIN. Nach den bisher bekannten Geschieben massiger wie geschichteter Gesteine glaubt Verf. nicht, dass darunter ostbaltisches Material enthalten ist, sondern dass alle auf Schweden zurückzuführen sind. **E. Geinitz.**

W. Deecke: Muschelkalkgeschiebe von Neubrandenburg i. M. (Mitth. d. naturwiss. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen. 29. 1897. 8 p.)

Zwei Stücke von oberem Muschelkalk wurden in dem Diluvium der Gegend von Neubrandenburg gefunden; es ist Sandkalk der Abtheilung f von ALBERTI, mit *Trigonodus Sandbergeri*, *Myophoria transversa*, *M. cf. Struckmanni*, *Gervillia costata*, Fischechuppen und -Zähne u. a. m. Die Geschiebe deuten auf süddeutsche Facies hin, eventuell auch auf Lüneburg.

In Zusammenhang mit dem Rixdorfer (DAMES) und den mecklenburg-holstein'schen Funden (STOLLEY) erhält der neue sichere Fund besonderes Interesse. Dagegen sind die alten Muschelkalkfossilien der Strelitzer Sammlungen, wie Verf. mit Recht hervorhebt [und wie auch Ref. schon vor mehreren Jahren mündlich, auch an C. GOTTSCHKE, geäußert hat], besser zu ignoriren. **E. Geinitz.**
