

Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

Geologische Charakterbilder. (Herausg. v. H. STILLE. Berlin. Heft 1—15. 1910—1912.)

Die bis jetzt erschienenen schönen Hefte haben das gehalten, was in der Verlegeranzeige versprochen war: nach sorgfältig ausgewählten photographischen Aufnahmen charakteristische Bilder aus dem Gesamtgebiet der Geologie zu geben. Die im Maßstabe 24 : 30 cm ausgeführten Lichtdruckreproduktionen entsprechen zumeist sehr hohen Anforderungen; einige Mängel, wie z. B. bei Heft 8, beruhen wohl auf unscharfen Originalnegativen. Jedem Heft sind — z. T. sehr ausführliche — Erläuterungen beigegeben; häufig finden sich auch noch Profile und Kartenskizzen.

Darstellungen aus der allgemeinen Geologie eröffneten die Reihe, die vollendeten Bilder von PHILIPPI über Eisberge und Inlandeis in der Antarktis (Heft 1) und die von WAHNSCHAFFE über große erratische Blöcke im nord-deutschen Flachlande. Von dem Karstphänomen führt uns A. GRUND alles Charakteristische vor: Landschaftsbilder, Trockentäler, Dolinen, Quellen, Poljen, begleitet von einer sehr ausführlichen Erläuterung (Heft 3). Karrenbildungen in den Schweizer Alpen in verschiedenen Ausbildungsformen zeigen uns ARN. HEIM und ARBENZ in Heft 10. Heft 11 stellt Erosionszinnen und isolierte Felsen dar, entstanden unter dem ariden Klima Nebraskas und in Colorado (Verfasser N. H. DARTON). In Heft 12 bildet derselbe Autor Kiesel- und Kalksinterabsätze, zumeist aus dem Yellowstone National Park ab.

Die übrigen Hefte beschäftigen sich mit regionalen Bildern. Leider sind bisher nur zwei davon Deutschland gewidmet. R. LANG führt uns in 6 Bildern, einer ausführlichen Erläuterung mit Karte und einem (leider) überhöhten Profile, an den Nordrand der Schwäbischen Alb (Heft 14), SPITZ und SALOMON geben Bilder vom Abbruch des Odenwaldes zur Rheinebene und vom Katzenbuckel. Verschiedene Bilder von der nördlichen Adria und von Istrien (Wellenfurchen am Flachstrand, Küstenkarren, Racheln u. a.) bildet G. GÖTZINGER in Heft 5 ab. Der Morphologie der französischen Alpen widmen KILIAN und REBOUL zwei Hefte (4 und 15), in denen die subalpinen

Ketten mit ihrer interessanten Tektonik und die kristallinen Massive der delphino-savoyischen Zone mit mehr morphologischen Bildern zur Darstellung kommen. In Heft 9 hat G. GEYER gute Abbildungen paläozoischer Gebiete aus der karnischen Hauptkette der Südalpen gegeben. ARN. HEIM bildet in Heft 6 charakteristische Formen aus Nordwest-Grönlands Gneisgebirge und in Heft 7 aus Westgrönlands Basalt- und Sedimentgebirge ab, die in verschiedener Beziehung interessant sind. Heft 13 zeigt ausführlich erläuterte Reproduktionen aus den Gebieten der großen kaledonischen Decken Schwedisch-Lapplands (Verfasser: W. v. SEIDLITZ).

Von allen Tafeln sind Lichtbilder zu erhalten, die leider keinen großen Absatz finden werden, da sie für Subskribenten schon M. 1,20 und für Nichtsubskribenten gar M. 1,60 kosten sollen — ein Preis, der bei dem gewählten Format von $8,5 \times 10$ cm um mindestens 25 % zu hoch angesetzt ist.

H. L. F. Meyer.

Wahnschaffe, F.: K. J. V. STEENSTRUP †. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1913. 65. 345—347.)

— EDUARD HOLZAPFEL †. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1913. 65. 347—349.)

Kayser, E.: EDUARD HOLZAPFEL †. (Geol. Rundsch. 1913. 4. 400—402. 1 Taf.)

Wahnschaffe, F.: Zum Gedächtnis F. J. P. VAN CALKER'S. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1913. 65. 355—357.)

Heim, A.: Ein neuer Geologenkompaß mit Deklinationskorrektur. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. 21. 473—474.)

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

J. Friedländer: Über den Usu in Hokkaido und über einige andere Vulkane mit Quellkuppenbildung. (PETERM. Mitt. 58. 1912. 309—312. 2 Kart. 7 Abb.)

Die Bildung vulkanischer Quellkuppen innerhalb schon bestehender Stratovulkane bedeutet durchaus nichts Seltenes. Nur scheint die Quellkuppenbildung zu den letzten Äußerungen vulkanischer Tätigkeit zu gehören und gelangt daher wenig zur Beobachtung. Die Nadel des Mont Pelée ist jedenfalls nichts Einzigartiges.

Auf einer Studienreise in Japan beobachtete Verf. eine ganze Reihe Vulkane, deren Quellkuppen sich erst in einem sehr späten Stadium gebildet haben. Die andesitischen Kuppen können recht bedeutende Höhen erreichen und die vorhandenen Krateröffnungen ganz ausfüllen. Die am besten erhaltenen finden sich auf der nördlichsten Insel Japans, Hokkaido, wo mehrere Vulkanspalten auftreten. Von besonderem Interesse ist der Usu, südlich des Toya-

sees. In seinem Krater, von dem eine genaue Karte beigegeben ist, befinden sich zwei, wohl zu verschiedenen Zeiten auf einer O.—W.-Spalte entstandene Quellkuppen. Über den Kraterboden erheben sie sich 400 und 200 m und überragen selbst den Kraterrand noch um 200 bzw. 90 m. Zwischen den beiden Kuppen befindet sich ein teilweise andesitischer Hügelzug, der offenbar jetzt noch in langsamer aufsteigender Bewegung ist. Der östliche große Felsdom muß bereits in ziemlich kühlem Zustande herausgepreßt worden sein. Auf seinem Gipfelplateau befindet sich eine ziemliche Menge von Flußgeröllen, die außer den älteren vulkanischen Gesteinen auch aus Tonschiefern, Gneisen, Graniten, Quarzen, wie sie als Gerölle auch sonst in nahem, aber nur viel tieferem Niveau vorkommen, bestehen. Diese fluviatilen Gerölle wurden offenbar durch die aufsteigende vulkanische Masse um 600 m über ihre ursprüngliche Lage gehoben.

Der Usu befindet sich in ziemlich starker vulkanischer Unruhe, im 19. Jahrhundert wurden 4 Ausbrüche gezählt; der letzte fand 1910 statt. Es werden aber nur noch lose Massen gefördert. Die Ausbrüche sind von starken Erdbenenstößen begleitet und zeigten 1910 ein auffälliges Zusammenfallen mit einem barometrischen Minimum. Am bemerkenswertesten bei diesem Ausbruch, der durch ungefähr 15 kleine Bochen auf 2 Linien charakterisiert ist, erscheinen Hebungsvorgänge. An der Nordseite der Eruptionsspalte hatte sich ein Streifen von etwa 3 km Länge und $\frac{3}{4}$ km Breite um ungefähr 155 m in etwa 100 Tagen gehoben. Inzwischen hat er sich aber wieder um 60 m gesenkt. — Die beschriebenen Quellkuppen werden durch sehr gute Abbildungen erläutert.

H. L. F. Meyer.

W. Branca: Müssen Intrusionen notwendig mit Aufpressungen verbunden sein? (Sitzungsber. d. preuß. Akad. d. Wiss. 1912. 707—735.)

Die Beantwortung der im Titel gestellten Frage hängt zunächst davon ab, auf welche Weise das eine Intrusion bildende Magma an Ort und Stelle gelangt. Da außer der herrschenden Anschauung von dem Aufsteigen des Magmas noch die weitere besteht, daß Schmelzfluß durch Einschmelzen fester Gesteine an beliebigen Stellen der Erdoberfläche entstehen kann, muß die Frage also in 2 Abschnitte gegliedert werden. Vom Boden der Aufsteighypothese aus muß die Frage bejaht werden. Die Intrusivmasse setzt sich an Stelle eines Hohlraumes. Dieser Hohlraum kann entweder schon vorher vorhanden gewesen sein oder ist erst durch das aufdrängende Magma entstanden. Unter allen Umständen muß also eine Aufpressung eintreten — mindestens um das Volumen der Intrusivmasse. Eine Ausnahme könnte eintreten, wenn die aufgestiegene Masse sich in großer Tiefe festsetzt und das Hangende von lockerem Bau ist, d. h. Massendefekte aufweist. Dann wird das Hangende nur zusammengepreßt und an der Oberfläche wird keine Erhebung kenntlich werden. Da es aber nach allen Beobachtungen als wahrscheinlich erscheinen muß, daß solche Differenzen in der Schwere durch Massen von verschiedenem spezifischem Gewicht und nicht durch Hohlräume oder lockeren Bau hervorgerufen werden, wird diese Ausnahme keine Bedeutung haben. — Liegt das Magma nach dem

Eindringen sehr flach, so wird sich naturgemäß bei der geringen Mächtigkeit im Hangenden eine Aufpressung viel eher bis zur Tagesoberfläche bemerkbar machen, d. h. einen Berg bilden. — Eine wirkliche Ausnahme wird nur eintreten, wenn der Hohlraum in einem Kalkgebirge durch Wasser entstanden wäre. Dann kann allenfalls eine Aufpressung infolge Erwärmung des Nebengesteins eintreten, die ein großes Maß erreichen kann, wenn das Magma mit großem Volumen auftritt. Eine scheinbare Ausnahme bildet ferner die große granitische Intrusivmasse des alten Porphyritvulkans des Erengogebirges in Südafrika. Cloos nahm hier ein Aufschmelzen ohne Emporwölbung an. Es erscheint wahrscheinlicher, daß ursprünglich eine Aufwölbung infolge der Intrusion eingetreten ist. Durch teilweisen Wiederabfluß des zentral noch nicht verfestigten Magmas hat sich nachher aber der mittlere Teil gesenkt. Dadurch entstand das eigenartige Ringgebirge, in dem jetzt die Sedimente von der Peripherie aus nach dem Zentrum zu einfallen.

Auch von der Aufschmelzhypothese aus muß man ein Aufpressen annehmen. Scheinbar tritt allerdings nur ein Wechsel der Aggregatzustände ein, indem der feste von dem flüssigen Zustand abgelöst wird. Dieser Übergang ist nun aber von einer ziemlich starken Volumenzunahme begleitet, wie sich aus zahlreichen Versuchen ergibt (in 2 Tabellen sind Volumveränderungen von Mineralien und Gesteinen mit z. T. noch unveröffentlichtem Material von Dr. ENDELL zusammengestellt). Die Volumenzunahme der aufgeschmolzenen Gesteine wird also ebenfalls eine Aufpressung hervorbringen.

Der Betrag der so entstandenen Aufpressung wird in jedem der beiden geschilderten Fälle noch um einen weiteren vermehrt: Die ganze Umgebung der Intrusivmasse wird stark erwärmt und dadurch ausgedehnt.

Hand in Hand mit der Aufpressung der Gesteine im Hangenden muß ein Zerbersten der Dachgesteine vor sich gehen. Bei tief hinabreichenden Spalten ist dadurch die Möglichkeit gegeben, daß das Magma auf selbst erzeugten, nicht tektonischen Störungen an die Oberfläche tritt.

Nach Vollzug der Intrusion muß ein Wiederabsinken der aufgepreßten Gesteine stattfinden. Dies beruht auf der Abkühlung des nur erwärmten Nebengesteines, auf der Abkühlung der Intrusivmasse selbst und der Volumenverminderung beim Kristallisieren. Zwei weitere Faktoren können diese Erscheinung noch verstärken: das Rückfließen des noch flüssigen Magmas, wie es an vielen Vulkanen beobachtet werden kann, und das Austreten von Magma an den vulkanischen Spalten an die Tagesoberfläche. Unter Umständen kann es gerade durch diese beiden Möglichkeiten geschehen, daß das Einsinken den Betrag des Aufpressens um ein Beträchtliches übersteigt.

Die Störungen in der Erdkruste, die durch das Aufpressen und Einsinken hervorgebracht werden, werden sich z. T. als Erdbeben äußern müssen. Als „magmatische“ müssen sie von den „tektonischen“ getrennt werden. Wenn auch der Verlauf der Erdbebengebiete zum größten Teil mit dem der Kettengebirge zusammenfällt, so beweist dies nichts für den Charakter der Erschütterungen. Vulkanische Massen sind diesen Gebirgen vielfach eingeschaltet. Die bei ihrer Intrusion entstehenden Beben sind also als magmatische von den übrigen zu sondern.

Gegen alle die vorgenannten Schlüsse könnte der Einwand gemacht werden, daß der Druck der auflastenden Gesteinsmassen so groß wäre, daß er eine Aufpressung verhindert. Da aber ein Aufsteigen und Eindringen einer Intrusionsmasse nur dadurch zustande kommt, daß der an der betreffenden Stelle wirkende Druck durch einen noch größeren überwunden wird, hat der hohe Druck als solcher für die Frage gar keine Bedeutung.

Alle die vorher angeführten Anschauungen sind schon bei der Erklärung des vulkanischen Ries von Nördlingen verwendet worden. Man hatte dort folgendes angenommen: Eine flachliegende Intrusivmasse ist in den Granit eingedrungen und hat das Riesgebiet emporgehoben. Später ist dann das gehobene Gebiet wieder eingesunken. Die Überschiebungen sind durch eine große und einige kleinere Kontaktexplosionen hervorgerufen worden, als auf vulkanischen Spalten Wasser in die Nähe des Lakkolithen gelangte. Hebung und Explosionen sind also die Hauptfaktoren gewesen.

Für die Annahme einer einzigen großen Explosion ohne Hebung fehlen alle Vorbedingungen. Weder die großen Spalten, noch die gewaltigen, eng eingeschlossenen Wassermassen, noch eine große beherrschende Schubfläche lassen sich als wichtige Begleitumstände einer einzigen ungeheuren Explosion irgendwie wahrscheinlich machen. Andererseits läßt sich aus mehreren Gründen folgern, daß bestimmt eine flache Intrusivmasse unter dem Kessel des Ries liegen muß. Damit ist aber auch mit Sicherheit erwiesen, daß eine Hebung stattgefunden haben muß.

H. L. F. Meyer.

K. Wegener: Das Aufsteigen der Luft über tätigen Vulkanen. (Beitr. z. Geophysik. 11. 1912. 136—139.)

Die über tätigen Vulkanen sich erhebende Dampfsäule wird meist durch juveniles Wasser erklärt. Aus Unterschieden in der Stärke des Ausbruches und der Größe der Säule ergibt sich, daß diese Beziehung wohl nicht zu Recht besteht. Verf. versucht auf Grund bestimmten Zahlenmaterials zu berechnen, ob die Dampfmassen nicht durch rein meteorologische Vorgänge erklärt werden können. Die über den Vulkanen ruhende Luft steigt beim Erwärmen in die Höhe und verliert, da sie zu sehr großen Höhen aufsteigen kann, infolge dynamischer Abkühlung den gesamten Wassergehalt. Diese Wassermengen, die als Regen oder Wolke unter Gewitterbildung auftreten können, sind sehr groß und übersteigen die auf juvenile Wege erklärbaren ganz bedeutend. An einem Beispiel ergibt sich das Verhältnis juveniles Wasser : meteorolog. Wasser = 1 : 440. Das juvenile Wasser, dessen Auftreten nicht gelehrt werden soll, kann also keine selbständige Bedeutung innerhalb des meteorologischen Vorganges beanspruchen.

H. L. F. Meyer.

W. Schmidt: Zum Bewegungsbild liegender Falten. (Verh. Geol. Reichsanst. 1912. 112—119.)

Verf. legt sich die Frage vor, welche Bewegungen in einer Gesteinsmasse auftreten, wenn sie durch Scherkräfte gestört wird. In dem Falle einer Flexur

ist die Bewegung klar zu übersehen. Er betrachtet diesen Fall rein theoretisch und leitet auf mathematischem Wege die Gesetze seiner Bewegungsform ab. Unter bestimmten Umständen entstehen dabei Formen, die liegenden Falten entsprechen. Für diese werden einzelne Merkmale, insbesondere das des Mittelschenkels, näher besprochen. Es läßt sich noch nicht entscheiden, ob Falten, die in der Natur dasselbe Bild zeigen, durch den Bewegungstypus der Flexur erklärt werden können. Die für diese Falten geltenden Sätze werden angegeben. Um eine weitere Durcharbeitung auf dem eingeschlagenen Wege zu ermöglichen, bittet Verf. „um Überlassung meßbarer Bilder sowohl von Flexuren wie liegenden Falten“.

H. L. F. Meyer.

Stücker, N.: Sechster Bericht über seismische Registrierungen in Graz im Jahre 1912 und die mikroseismische Bewegung im Jahre 1912. (Mitteil. Nat. Ver. Steiermark. 1912. 49.)

Agamennone, G.: An interesting spurious earthquake caused by the sudden fall in Rome of a wall 60 meters long, 20 meters high and 1,25 meters in mean thickness. (Nature. 1913. 91. 2285.)

Spitaler, R.: Die Achsenschwankung der Erde als Ursache der Auslösung von Erdbeben. (Sitzungsber. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. 1913. 122.)

Réthly, A.: Die Elemente des Keckskometer Erdbebens. (Földrajzi Közlemenyek. 1913. 39. 1—10.)

Montessus de Ballore, A. de: Tremblement de terre supposé de chevauchement. (Compt. rend. 1913. 157. 389—390.)

Branca, W.: Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1913. 65. 245—278.)

Omori: Extraordinary volcanic eruption of the Usu-san in July and August 1910. (Bull. Imp. Earthquake Invest. Com. 1911. 5. 1—38.)

Suess, E.: Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. (Mitt. d. geol. Ges. Wien. 1913. 6. 13—61. 2 Taf. 1 Fig.)

Burrard, S. G.: The origin of mountains. (Geol. Mag. 1913. 591. 385—388.)

Fisher, O.: „The origin of mountains“ a reply. (Geol. Mag. 1913. 592. 434—436.)

Äußere Dynamik.

W. Brennecke: Ozeanographische Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition. (Buenos Aires—Süd-Georgien—Süd-Sandwich-Inseln.) IV. (Ann. d. Hydrogr. 40. 1912. 124—131. Taf. 7, 8.)

Die vorläufige Untersuchung der Grundproben durch FR. HEIM ergab durchweg einen geringen Kalkgehalt, wie nach unseren neuerlichen Kenntnissen der Sedimentation in den südlichsten Teilen unserer Ozeane zu erwarten war. Danach ist die schmale Zone Globigerinenschlammes in den Karten des Challenger-Berichtes und bei PIRIE zu revidieren. Zwei Proben fallen durch

ihren Radiolarienreichtum auf. Die definitive Untersuchung wird festzustellen haben, ob es typische Radiolarienschlamm sind, die man im Südatlantischen Ozean bisher nicht kannte. Die zwischen den Sandwichinseln und Süd-Georgien geloteten Proben zeigen unverkennbar antarktischen Einfluß in dem Fehlen jeglichen Kalkgehaltes, dem Reichtum an Diatomeen (auch z. T. an Radiolarien) und der Eigenart der terrigenen Komponente. Von Interesse ist eine Lotung in der Sandwich-Gruppe, die mit 776 m in ca. $1\frac{1}{2}$ Seemeilen Abstand von einer Insel mit Sediment nicht bedeckten Fels feststellte.

Die Mitteilung, deren sonstiger rein ozeanographischer Inhalt hier nicht referiert werden soll, enthält außerdem Bemerkungen über den Aufbau der Süd-Sandwich-Inseln und Süd-Georgiens. Die ersteren tragen tätige Vulkane, so Candle-mao, deren einer Vulkan zeitweise Dampf Wolken entsandte, und Zawodovsky. Süd-Georgien, für welches von J. MÜLLER eine neue Karte (Taf. 8) aufgenommen wurde, interessiert wegen der früher stärkeren Vergletscherung. Auf ihm wurde in anstehendem Schiefer ein Ammonitenbruchstück gefunden, welches gestatten dürfte, einen älteren Fund GUNNAR ANDERSSON's näher zu präzisieren.

Andrée.

Fr. Heim: Bericht über die Grundproben (der Deutschen Antarktischen Expedition). (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1912. No. 2. 4 p.)

Auf der Fahrt von Bremerhaven bis Süd-Georgien wurden bei 110 Lotungen 84 Proben mit meist 75 cm langen BACHMANN'schen Schlammröhren gewonnen in einer Durchschnittslänge von 30—40 cm (Maximum 51 cm).

Von den Ergebnissen der vorläufigen Untersuchung sei nur wenig hervorgehoben. Vulkanischer Sand inmitten des Globigerinenschlammes des Sargassomeeres deutet auf submarine vulkanische Tätigkeit am Ostabhänge der mittelatlantischen Schwelle. Typischer Pteropodenschlamm fand sich noch in 3500 m Tiefe.

Beobachtungen über „normale“ Schichtung (im Sinne PHILIPPI's) des Globigerinenschlammes, d. h. eine Abnahme des Kalkgehaltes nach unten hin, wurden mehrfach im nordatlantischen Ozean gemacht, „abnorme“ Schichtung nur einmal beobachtet.

Zum Probleme der Tiefseesande konnten neue Beobachtungen bisher nicht gemacht werden und es bleibt daher eine offene Frage, ob PHILIPPI's Hypothese einer neueren Hebung der St. Pauls-Felsen (und der mittelatlantischen Schwelle im Sinne von HAUG) eine Berechtigung innewohnt. **Andrée.**

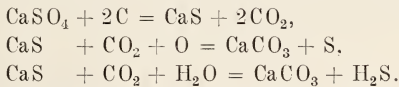
O. Hackl: Chemischer Beitrag zur Frage der Bildung natürlicher Schwefelwässer und Säuerlinge. (Verh. Geol. Reichsanst. 1911. 380—385.)

Die Frage, ob die Entstehung von Schwefelwässern auf Veränderungen von Gips und Pyrit zurückgeführt werden könne, und wie die Kohlensäure zu erklären ist, will Verf. von rein chemischem Standpunkte aus betrachten. Die

Entstehungsmöglichkeiten des Schwefelwasserstoffes werden aufgezählt, am wichtigsten ist die Einwirkung verdünnter Säuren auf viele Schwefelmetalle. Das Beispiel der Zersetzung der 40—60% Calciumsulfid enthaltenden Sodarückstände beim Liegen auf der Halde wird genauer betrachtet. Unter Einwirkung von CO_2 , O bzw. H_2O bzw. H_2S können S, H_2S und $\text{Ca}(\text{SH})_2$ entstehen. Aus dem Calciumhydrosulfid entsteht dann durch Kohlensäureaufnahme das Carbonat. Dadurch würde sich leicht erklären lassen, warum die Schwefelquellen oft viel Kalk enthalten.

Die für die Herleitung des Schwefelwasserstoffes notwendigen Sulfide werden vor allen Dingen durch Reduktion von Sulfaten durch Wasserstoff oder organische Substanzen (besonders Kohle) in der Glühhitze entstehen können. Für Gips werden diese Bedingungen leicht zu erfüllen sein, da er zur Reduktion keiner hohen Temperatur bedarf. Aus ihm entstehen dann die Sulfide, welche durch Wasser und Kohlensäure weitere Umsetzungen erleiden. Die hierbei nötige Kohlensäure entsteht bei der Sulfatreduktion durch Oxydation der organischen Substanz.

Kurz zusammengefaßt, gehen folgende Reaktionen vor sich:



Aus Pyrit kann Schwefelwasserstoff ebenfalls entstehen, da das Mineral beim Erhitzen einen Teil Schwefel abgeben kann, der durch heißes Wasser besonders unter Druck in H_2S überführt wird.

Weiter werden die bekannten Entstehungsbedingungen der Kohlensäure kurz zusammengestellt. Kurz berührt wird auch die vulkanische Entstehung: „Die Annahme vulkanischer Entstehung ist kein Lösungsversuch des genetischen Problemes,, da sie gar nicht die Frage nach der Bildungsart, sondern nur die nach dem Ort der Entstehung und dem Weg, welchen die betreffenden Substanzen zurückgelegt haben, zu beantworten sucht.“

H. L. F. Meyer.

R. J. Schubert: Über die Thermen und Mineralquellen Österreichs. (Verh. Geol. Reichsanst. 1911. 419—422.)

Die kurzen Mitteilungen des Verf.'s gründen sich auf seine ausführlicheren Angaben im „Österreichischen Bäderbuche“.

Die Kochsalzquellen erhalten, ebenso wie die jod- und bromhaltigen Kochsalzquellen und die Bitterwässer ihren Salzgehalt zumeist aus Schichten des Tertiärs; ältere Gesteine haben geringere Bedeutung. Die Schwefelwässer haben keinen Anhaltspunkt für eine juvenile Entstehung gegeben. Sie lassen sich ungezwungen aus der Zersetzung von Schwefel, Sulfaten und Sulfiden erklären (vergl. das vorhergehende Referat). Die Ursprungsgesteine sind mannigfaltig, tertiäre, triadische und kristalline kommen in Frage. Die Eisenwässer Tirols stammen aus Eisen und Arsenkiesen. Der Kohlensäuregehalt der Sauerwässer kann in wenigen Fällen von in der Tiefe liegenden

Carbonatmassen stammen. In der überwiegenden Mehrzahl steht ein Zusammenhang mit den jungtertiären Eruptionen außer jedem Zweifel.

Für die Erklärung der Thermen wird die SUSS'sche Auffassung der juvenilen Wässer abgelehnt. Am plausibelsten erscheint die Annahme von LEPSIUS zur Erklärung der salzarmen Thermen, „daß auch diese in der Tiefe sehr reich an gelösten Stoffen sind, doch nur solange, als sie unter hohem hydrostatischem Druck überhitzt, nicht verdampfen können“. Nach dem Überwinden des Druckes in größerer Höhe verdampfen sie unter Ausscheidung der gelösten Substanzen und eine Kondensation der Dämpfe zu heißen oder kalten Quellen findet statt. In wenig angreifbaren oder unzersetzten Gesteinen entstehen indifferente Quellen, in stark zersetzten (z. B. Karlsbad) reich mineralisierte. Die Herkunft des Wassers kann auch bei Karlsbad nur atmosphärisch sein. Bei der Berührung heißer Wässer mit Sulfaten oder Sulfiden entstehen Schwefelquellen.

H. L. F. Meyer.

K. Keilhack: Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. 545 p. 1 Taf. 249 Abbild. Berlin 1912.

Unter den Lehrbüchern, die einzelne Kapitel der Geologie behandeln, nimmt das vorliegende insofern einen besonderen Platz ein, als sein Verf. sich seit 25 Jahren mit der Praxis der Quellen- und Grundwasserkunde beschäftigt hat. Da das Werk auch für Hydrologen, Bohrunternehmer, Brunnenbauer, Bergleute, Bauingenieure und Hygieniker geschrieben ist, geht Verf. von einer Vorschule der in Betracht kommenden Fragen der dynamischen und historischen Geologie aus (p. 1—67). Den Schluß bilden (p. 461—487) die offiziellen Vorschriften über Wasserversorgung und p. 488—516 die Zusammenstellung der deutschen Gesetzgebungen über Quellenschutz und Grundwasser. Über Grundwasser und Grundwasserbewegung verfügt Verf. selbst über ein reiches Material an Erfahrungen und Beobachtungen, während der Zusammenhang der Mineralquellen mit dem Gebirgsbau in einer künftigen Ausgabe noch ausgiebiger gewürdigt werden könnte. Von hervorragendem Wert sind die Erfahrungen von ALBERT HEIM, die durch schriftliche Mitteilungen dem Werke zugute gekommen sind.

A. HEIM teilt die Quellen ein in:

A. Schuttquellen:

1. Reine Schuttquellen (aus Schutt auf Schutt),
2. Schuttgrundquellen (aus Schutt auf Fels).

B. Felsquellen:

1. Schichtquellen,
2. Spaltquellen.

KEILHACK selbst hält folgende Gliederung für praktisch:

(A.) Absteigende Quellen.

Das Wasser bewegt sich vom Nährgebiete zum Quellorte von oben nach unten, und zwar zu allermeist als luftbedecktes gewöhnliches Grundwasser.

(B.) Aufsteigende Quellen.

Es tritt eine aufsteigende entweder auf hydrostatischem Drucke oder auf Herauftrieb beruhende Bewegung zumeist artesischen Wassers ein.

Weiter lassen sich unterscheiden bei (A.):

1. Quellen durch Profilverengung im Wasserträger,
2. Quellen durch natürliche Endigung des Wasserträgers,
3. Schichtquellen an den durch Erosion herbeigeführten Endigungen des Wasserträgers. Sie entstehen dadurch, daß eine wassertragende, von undurchlässigen Bildungen nach unten begrenzte Schicht durch Erosion oder Denudation angeschnitten wird und mit der Erdoberfläche zum Schnitte gelangt.

4. Überfallquellen entstehen, wenn ein schüssel- oder muldenförmig gebautes System undurchlässiger Schichten überlagert wird von durchlässigen, wasserführenden Bildungen.

5. Stau- (oder Barrieren-) Quellen. Wenn sich auf wasserführende Schichten eine undurchlässige Schicht auflegt, das Grundwasser aufstaut und zum Austritt auf der Grenze der durchlässigen und undurchlässigen Bildungen zwingt, so entstehen Quellen, die als Stau- (oder Barrieren-) Quellen zu bezeichnen sind.

6. Spaltenquellen.

7. Verwerfungsquellen.

Im Anhang werden die intermittierenden Quellen betrachtet.

(B.) Die aufsteigenden Quellen¹ teilt KEILHACK ein in:

1. Quellen, deren Auftrieb auf hydrostatischem Drucke beruht:
 - a) Schichtquellen,
 - b) Verwerfungsquellen.
2. Quellen, deren Auftrieb durch Gase bedingt wird:
 - a) durch Wasserdampf (heiße Geysirs);
 - b) durch Kohlensäure;
 - c) durch Kohlenwasserstoff.

In dieser Einteilung ist somit den heißen Quellen oder Thermen und den Mineralquellen kein besonderer Platz eingeräumt, denn „beide Arten von Quellen können in jeder der oben genannten Gruppen auftreten.“ Immerhin kann diese Einteilung, welche die Mineralquellen und Thermen den Trinkwasserquellen einordnet, nicht als praktisch, ja kaum als theoretisch berechtigt angesehen werden — wie denn die Einteilung der Quellen vor allem von dem subjektiven Bedürfnis des Geologen, des Arztes oder Wasserbautechnikers abhängt. Für die-letzteren bilden Trink- und Mineralquellen ganz verschiedenartige Begriffe und auch der Geologe wird sich kaum zur Vereinigung heterogener Dinge entschließen.

Unter intermittierenden Quellen versteht Verf. Quellen, die bald reichliches, bald nur wenig Wasser spenden, sowie solche, bei denen Wasserergiebig-

¹ Hier findet sich im Original ein sinnstörender Druckfehler; auch die Anordnung ist wenig übersichtlich.

keit und völlige Trockenheit mehr oder weniger regelmäßig miteinander abwechseln. Diese Quellenform entsteht dadurch, daß sich die Sickerwasser nach und nach in unterirdischen Höhlungen und Klüften ansammeln, die nach außen hin durch einen heberartigen Kanal einen Abschluß haben. Bei dieser Gelegenheit hätte Verf. den bekannten Fiume Latte am östlichen Aste des Comer See erwähnen können (den Ref. in seiner kleinen Geologie kurz beschrieben hat) und der eines der bemerkenswertesten Beispiele intermittierender Wasserfälle bildet.

Mineralquellen und Thermen werden nach ihrem Gehalte an gelösten mineralischen Stoffen von E. HINTZ und L. GRÜNHUT¹ folgendermaßen eingeteilt:

- I. Einfache kalte Quellen (Akratopegen).
- II. Einfache warme Quellen (Akratothermen).
- III. Einfache Säuerlinge sind reich an freiem Kohlendioxyd, wovon sie mehr als 1 g, und arm an gelösten festen Bestandteilen, von denen sie weniger als 1 g in 1 kg des Wassers enthalten.
- IV. Erdige Säuerlinge enthalten in 1 kg des Wassers mehr als 1 g freies Kohlendioxyd und mehr als 1 g gelöste feste Bestandteile.
- V. Alkalische Quellen enthalten in 1 kg des Wassers mehr als 1 g gelöste feste Bestandteile (unter deren Anionen die Hydrocarbonat-Ionen, unter deren Kationen die Alkali-Ionen vorherrschen).
- VI. Kochsalzquellen (muriatische Quellen) enthalten in 1 kg des Wassers mehr als 1 g gelöste feste Bestandteile (unter deren Anionen die Chlor-Ionen, unter deren Kationen die Natrium-Ionen bei weitem überwiegen).
- VII. Bitterquellen enthalten in 1 kg des Wassers mehr als 1 g gelöste feste Bestandteile, unter deren Anionen die Sulfat-Ionen vorwalten.
- VIII. Eisenquellen sind im allgemeinen solche Quellen, die mehr als 0,010 g Ferro- oder Ferri-Ionen in 1 kg des Wassers enthalten.
- IX. Schwefelquellen sind solche Quellen, die Hydrosulfid-Ionen, gegebenenfalls daneben auch freien Schwefelwasserstoff enthalten.

Als Beispiel der Grundwasserbewegung in Flußtälern seien nach dem Verf. nur die Beispiele von München und Berlin wiederholt. In den ersten Monaten des Jahres bis Juni steigen gleichmäßig Isar und Grundwasser an, dann aber zeigt sich weiter ein Ansteigen des Grundwassers, während die Isar bereits von da an stark abzusinken beginnt. Die Isar, die ihr Wasser entfernteren Gebirgen entnimmt, wird bis zum Juli durch die starke Schneeschmelze reichlich gespeist, die einen viel größeren Einfluß hat als die Niederschläge; diese bleiben noch im Juli—August auf ihrem Maximum, während die Isar schon bedeutend zu sinken beginnt. Vom Monat August an beginnt das Grundwasser sich viel rascher zu senken als die Isar, so daß der tiefste Stand des Grundwassers um 1—2 Monate früher eintritt als der des Flusses; aber im Winter erfolgt das Wiederansteigen des Grundwassers früher als das der Isar; offenbar ist hier das Grundwasser von der Schneedecke beeinflußt, welche

¹ Deutsches Bäderbuch. p. LXVI. Leipzig 1907.

den Boden vor der Verdunstung und vor dem Einfluß der Windbewegung schützt.

Nach der geologischen Beschaffenheit des Bodens von Berlin ist hier ein Infiltrationsgebiet vorhanden; da das Gefälle des Grundwassers zum Flusse sehr gering ist, hat jedes Steigen der Spree ein Anstauen und eine seitliche Infiltration im Gefolge, ein jedes Absinken einen gesteigerten Abfluß. Die Kurve des Grund- und Flußwasserstandes zeigt, daß die beiderseitigen Wasserstände nach ihrem Rhythmus und sogar nach der Amplitude außerordentlich übereinstimmen. Nur gehen die Änderungen und Schwankungen des Flusses denen des Grundwassers um rund einen Monat voran, weil sowohl die Anstauung wie der Abfluß sich nur allmählich im Boden auf weite Strecken geltend machen.

Über die Geschwindigkeit des Grundwasserstromes in Tälern werden interessante Beobachtungen mitgeteilt. In breiten Kiestälern fand A. HEIM folgende Geschwindigkeiten:

Emmental bei 7‰ Gefälle	8 m pro Tag
Limmattal bei Zürich bei ½‰ Gefälle	4—6 „ „ „

Von praktischen Winken sei nach KEILHACK nur das Torpedieren von Wasserbohrungen erwähnt. Es ist das ein einfaches Mittel, um wasserleere Bohrlöcher ergebnisreich zu machen. Wenn es nun gelingt, in der Tiefe eine Verbindung zwischen dem Bohrloche und den ihm benachbarten, mit Wasser erfüllten Spalten herbeizuführen, so wird deren Wasser in das Bohrloch überbetreten. Indem man nun eine gewisse Menge eines brisanten Sprengstoffes in der Tiefe des Bohrloches zur Entflammung bringt und durch die Wirkung des Sprengschusses das Gestein in der Umgebung der Bohrlochswandung zerreißt, werden eine Reihe von Spalten und Rissen im Gestein erzeugt und dadurch unter Umständen eine Verbindung des Bohrloches mit benachbarten wasserführenden Spalten herbeigeführt. Gut geeignet für diesen Zweck sind massige Eruptivgesteine, kristalline Schiefer, Quarzite, Sandsteine, kristalline Kalke, gewöhnliche Kalksteine und Dolomite.

Für die zahlreichen Einzelbeobachtungen muß auf das Werk selbst verwiesen werden, doch sei noch einiges hervorgehoben, was dem Ref. auffiel. Für die Herkunft des Grundwassers verwirft Verf. die bekannte VOLGER'sche Kondensationstheorie nicht. Er bezieht sich besonders auf die Eishöhlen, deren Eisinhalt lediglich auf der Kondensation leichter Luftströmungen beruhe. Daraus würde jedoch hervorgehen, daß eine solche Kondensation nur in kluftreichem Gestein möglich ist, während man sich für Acker-, Wiesen- und Waldboden eine Möglichkeit ausgiebiger Kondensation nicht vorstellen kann. Bei der Behandlung von Geysirs wäre das Vorkommen echter Geysirs in der deutschen Kolonie Neupommern zu erwähnen gewesen. Für die Frage der Aufsuchung von Kohlsäuerlingen ist bemerkenswert, daß diese Quellen ihre unterirdische Anwesenheit einerseits durch Aufsteigen von Gasblasen in natürlichen Wasserläufen (Helmutquelle, Cudowa), andererseits durch das Zurückbleiben der Vegetation kenntlich machen und dadurch dem Quellsucher wichtige Hinweise geben. Ebenso wäre an die durch den Ref. erfolgte Sanierung

einer durch Zustrom von Grundwasser fast unbrauchbar gewordenen Mineralquelle in Reinerz zu erinnern gewesen. Auch ein Hinweis auf den engen Zusammenhang der Glatzer Mineralquellen mit den großen Verwerfungen wird vermißt. Mit den vorstehenden Bemerkungen hat Ref. lediglich für eine neue Ausgabe des vortrefflichen Buches Beiträge liefern wollen. **Frech.**

Keyes, Ch. R.: Great erosional work of winds. (Pop. Sc. month. 1913. 82. 468—477.)

Tschirwinsky, P. N.: La variété d'eau cristallique du système cubique existe-t-elle? (L'Annuaire géol. et min. de la Russie. 1913. 14. 280—282. Russ. mit französ. Res.)

Baumgärtel, B.: Über einen vor längerer Zeit beobachteten Bergschlag im Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. 21. 467—472. 1 Fig.)

Experimentelle Geologie.

W. Paulcke: Das Experiment in der Geologie. (Festschr. zur Feier des Geburtstages des Großherzogs von Baden, herausgeg. v. d. Technischen Hochschule Karlsruhe. 1912. 108 p. 44 Fig. 29 Taf.)

Der Hauptteil des Werkes beschäftigt sich mit tektonischen Experimenten. Daher werden nach einer Einleitung über ältere Experimente Versuche auf den Gebieten der Mineralogie und Petrographie nur kurz berücksichtigt. Auch die Versuche über geologische Vorgänge wie vulkanische und postvulkanische Erscheinungen, Wirkung des Windes, des Wassers und Eises, Druck-, Zug-, Scherungswirkungen und Druckmetamorphose werden z. T. kurz betrachtet. Ausführlicher wird über die Untersuchungen DAUBRÉE'S über Dislokationen und damit zusammenhängende Erscheinungen, unter Wiedergabe mehrerer Originalabbildungen referiert. Es folgt nun eine sehr dankenswerte Übersicht über Versuche betr. Faltung—Überschiebung—Schuppung. In diesem wichtigen Abschnitt werden alle Autoren seit ALPHONS FAVRE (1878) eingehend betrachtet, ihre Ergebnisse und Apparate in den Originalabbildungen vorgeführt und die Fortschritte ihrer Untersuchungen charakterisiert. Der Schwerpunkt des Werkes liegt bei den eigenen Versuchen des Verf.'s. Der Streit über den Deckenbau der Alpen war ihm die engere Veranlassung dazu. Es kam ihm bei seinen Experimenten darauf an, nicht Zufallsprodukte zu erhalten, wie fast alle seine Vorgänger, sondern von bestimmten Gesichtspunkten ausgehend unter Einhaltung bestimmter Bedingungen zu bestimmten Ergebnissen zu gelangen. Dies ist ihm auch gelungen. Der neu konstruierte Apparat weist gegen den früheren viele wichtige Änderungen auf. Vor allen Dingen werden alle Faltungen unter starker Belastung von oben vorgenommen, um möglichst

der Natur entsprechende Verhältnisse zu schaffen. Diese Belastung kann lokal und regional variiert werden. Außerdem können die verschiedensten Widerstände und Ausweichungsmöglichkeiten in Gestalt von Senkungen, Hebungen, alten Massiven etc. im Faltungsgebiet selbst wie in dessen Hinterland und Vorland angebracht werden. Die weiteren Einzelheiten des 199×98 cm Fläche umfassenden Apparates werden genau beschrieben.

Bei den Versuchen wurde die Aufgabe gestellt, auf Grund einer möglichst sinngemäßen Nachahmung der Verhältnisse bestimmte in der Natur existierende tektonische Typen mit einigem Erfolg im Prinzip nachzuahmen. Als Material wurden verschieden gefärbte Gips-, Ton- und Sandschichten genommen. Folgende Versuche werden nun genau besprochen und in ihren theoretischen Verhältnissen erläutert: Juratektonik, westalpin-helvetische und ostalpin-lepontinische Tektonik. Durch Kombination der verschiedenen in dem neuen Apparat vorhandenen Möglichkeiten sind Modelle entstanden, die den gewollten Typen sehr nahe kommen. Verf. versucht darum nun aus seinen Experimenten bestimmte Verhältnisse in der Natur zu erklären. Den Typus der „Spaltdecke“, der durch Überschiebung und Abspaltung höherer Schichtkomplexe entsteht, stellt er nach seinen Versuchen auf und weist auf seine praktische Bedeutung hin. Den experimentell erzeugten Profilen werden ähnliche (nicht idente) aus der Natur entgegengestellt, die stellenweise recht wichtige Übereinstimmungen zeigen und damit auf die große Bedeutung der vorliegenden Untersuchungen hinweisen. Verf. deutet aber selbst darauf hin, daß seine Versuche nur Anfänge sind. [Offenbar sind die Druckfestigkeiten der verwendeten harten Gipschichten viel zu groß im Verhältnis zu allen gewählten Dimensionen und der Belastung von oben. Daher sind richtige bruchlose Jurafalten noch nicht erzeugt worden. Bei fast allen Falten sind die Schenkel in mehr oder weniger zahlreiche Stücke zerbrochen, was darauf hinweist, daß die Schichten noch viel zu sehr ausweichen konnten. Viel mehr der Natur entsprechende Verhältnisse finden sich in den Überschiebungsprofilen. Allerdings möchte es dem Ref. scheinen, daß nicht so sehr Erscheinungen der regionalen, als der lokalen Tektonik zur Darstellung gelangen. Die starke Stauchung und die dabei aufgetretene geringe Ausweichungsmöglichkeit ermöglichen eher den verwendeten harten Schichten entsprechende Druckwirkungen. Die Ausquetschungen, Durchspießungen, Knetungen, Gleitbretter, wie sie in bestimmten Gegenden der Alpen oder z. B. des Rheinischen Schiefergebirges auftreten, sind in den Versuchen völlig naturgetreu nachgeahmt worden. Die Schuppen Taf. XVII Fig. 3, Region I, fordern z. B. direkt zu einem Vergleich mit dem bekannten Profile DENCKMANN's von der Ense bei Wildungen auf. — Es wäre von Interesse, wenn bei Fortführung der Untersuchungen auch Horizontalschnitte durch die erzeugten Deformationen gegeben werden könnten, um die Resultate auch für die geologische Kartierung brauchbar zu machen. Ref.]

H. L. F. Meyer.

Petrographie.

Allgemeines.

K. Andrée: Über die geologische Bedeutung des Drucks wachsender Kristalle und die Frage nach dessen physikalischer Erklärung. (Sitzungsber. d. Ges. z. Beförd. d. ges. Naturw. Marburg. No. 1. 10. Mai 1911. 9 p.)

Im Anschluß an die Arbeiten von BORNHARDT und F. E. SUSS berichtet Verf., daß am Kinnekulle in Westergötland infolge von Neubildung von Anthraconit der überlagernde Alaunschiefer emporgewölbt ist. Verf. schildert Fälle reinigender Wirkung von Umkristallisierungen, wobei auch die von HEIM beschriebenen bituminösen Entmischungshäute in marmorartigen Kreidehüllen des Säntis begriffen werden. Die physikalische Deutung des Vorganges an sich liegt noch vollkommen im argen. DALY hat angenommen, daß der kohlen-saure Kalk eine Volumenzunahme zeige, wenn er aus Lösung in feste Form überginge. Das ist unerwiesen und würde auch den Wachstumsdruck nicht erklären, weil der tatsächlich vorhandene und vom wachsenden Kristall zu überwindende Gegendruck das Gleichgewicht in entgegengesetzter Weise verschieben und eine Wiederauflösung herbeiführen müßte, wenn keine Temperaturänderung eintritt. Ebenso wenig überzeugt die Vorstellung von LEHMANN, daß bei Auskristallisieren aus wässriger Lösung sich durch Adsorption zwischen dem wachsenden Kristall und seiner Unterlage eine kapillare Zwischenschicht der betreffenden Lösung halten müsse, aus welcher heraus die fortschreitende Kristallisation stattfindet und welche sich ständig ergänzen müsse. Die „Kristallisationskraft“, d. h. das Bestreben zu fortschreitender Kristallisation, muß sich aus dem ureigensten Wesen der Kristalle heraus erklären lassen. Zeigt sich doch ihre Wirkung in gleicher Weise bei Kristallbildungen, die nicht mit einer Zunahme, sondern mit einer Abnahme des Volumens verbunden sind.

Schließlich polemisiert Verf. gegen die Vorstellung der Autoplastie von Salzlagerstätten (vergl. hierzu die Polemik zwischen Verf. und Ref. Centralbl. f. Min. etc. 1911. p. 534 ff.; 1912. p. 46 ff. 698 ff. 129 ff. 256).

R. Lachmann.

Hackl, O.: Eine neue Methode der Trennung des Eisens von Mangan. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1913. **63**. 151—170.)

Benson, W. N.: A Model for a polarizing microscope. (Geol. Mag. 1913. **592**. 447—448.)

Hillebrand, F. W.: Über eine bei der Trennung von Mineralien mittelst schwerer Lösungen zu beachtende Gefahr. (Zeitschr. f. Krist. 1913. **53**. 1—4.)

Eruptivgesteine.

Paige, S.: The bearing of progressive increase of viscosity during intrusion on the form of laccoliths. (Journ. of Geol. 1913. **21**. 541—550.)

Sedimentgesteine.

Azéma, C.: Note sur la présence du manganèse, du cobalt et du nickel dans certaines argiles colorées. (Bull. soc. franç. min. 1913. **36**. 133—135.)

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

Johnston, J. and P. Niggli: The general principles underlying metamorphic processes. (Journ. of Geol. 1913. **21**. 481—516.)

Backlund, H.: Über chemische Veränderungen in mechanisch deformierten Gesteinen. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 593—600, 634—642.)

Verwitterung. Bodenkunde.

Fliegel, G.: Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1913. **65**. 387—405.)

Arsandaux, H.: Contribution à l'étude de l'altération des roches silicatées — alumineuses dans les régions intertropicales. (Bull. soc. franç. min. 1913. **36**. 70—110.)

Lazarevic, M.: Nochmals: „Zu TUCAN's Bauxitfrage“. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 600.)

Experimentelle Petrographie.

Schneiderhöhn, H.: Über die chemische Umbildung tonerhaltiger Silikate unter dem Einfluß von Salzlösungen (nach den Versuchen von J. LEMBERG). (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1913. **65**. 349—354.)

Rohland, P.: Die Einwirkung von Hydroxylionen auf Silikate. (Zeitschr. f. anorg. Chem. 1913. **83**. 138—142. 1 Fig.)

Spichal, J.: Über die Zersetzung und die Isomorphie der Feldspate. (Bull. intern. Acad. Bohême. 1913.)

Gottwald, W.: Über die Umsetzungen zwischen Lösungen von Natriumsilikat und Aluminiumsulfat oder -chlorid. (Diss. Erlangen. 1913. 43 p.)

Busz, K. und F. W. Rüsberg: Mineralogisch-chemische Untersuchungen an Olivin- und Melilithkristallen in Hochofenschlacken. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 625—634.)

Europa.

f) Frankreich. Korsika.

Bigot, A. et D. P. Öhlert: Notice explicative de la feuille La flèche (92) de la Carte géologique de France. (Bull. Soc. Linnéenne de Normandie. 1913. (6.) **4**. 81—102.)

Lapparent, J. de: Les enclaves du granite du Mont Haya en pays basque. (Bull. soc. franç. min. 1913. **36**. 143—172. 3 Taf.)

g) Spanien. Portugal.

Königsberger, J.: Notiz über kristalline Schiefer in Spanien. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 642—646.)

k) Österreich-Ungarn.

J. Hampel: Die kristallinen Schiefer der Südabdachung des Riesengebirges zwischen Freiheit und der Schneekoppe. (Lotos. 59. Heft 3—4. Prag 1911.)

Den Granitkern des Riesengebirges umgibt ein Mantel von kristallinischen Schiefen, der bei Kupferberg beginnt, über die Schneekoppe hinzieht und gegen Freiheit und Hohelnebe abfällt. Dieser äußere Mantel bildet ferner das Jeschkengebirge, den Iserkamm im Norden mit der Tafelfichte und die nördliche Abdachung und Ausläufer bis gegen Greifenberg und Hirschberg. Nach einer kurzen geologischen Einleitung beschreibt Verf. die einzelnen Gesteine.

A. Granitit. Das etwas porphyrisch entwickelte Gestein vom Riesengrunde enthält größere fleischrote Orthoklaszwillinge. Die Grundmasse besteht aus Orthoklas, viel Quarz, Oligoklas und Biotit (braun bis schwarz) unter Bildung von Epidot und Magnetit zu Chlorit vielfach umgewandelt; akzessorisch ist Apatit. Zonarer Bau des Orthoklases, myrmekitische Verwachsungen sowie Umwandlung des Kernes der Orthoklase in Muscovit werden angeführt. Die Analyse des Gesteins von HERZ ist aus der Arbeit MILCH's (dies. Jahrb. 1898. Beil.-Bd. XII. p. 152)¹ wiedergegeben und aus derselben die OSANN'schen Gruppen- und Projektionswerte berechnet: $s = 79,16$, $a = 5,91$, $c = 5,81$, $f = 8,28$, $K = 2,58^2$, $T = 3,22$, sowie die mineralogische Zusammensetzung: 30,60 Andesin, 8,56 Orthoklas (was mit dem mikroskopischen Befunde nicht recht stimmt), 14,95 Biotit, 45,89 Quarz.

Ähnliche Beschaffenheit zeigt der Granit des Blockmeeres am Kiesberge, nur ist er stärker zersetzt und häufig braun umrandet, aus Biotit schied sich Rutil bei der Umwandlung in Pennin aus.

Verf. gibt noch einige Notizen über den ehemals im Riesen-, Stumpen-, Blau- und Zehgrunde betriebenen Bergbau; auch einige andere Gesteinsvorkommen wie am Kiesberge, Berauerberge etc. sind erzählend.

B. Kristalline Schiefer. 1. Gneise: a) Vom Forst- und Schwarzenberge. α) Muscovitgneis. Weißlichgraues Gestein mit Lagen von Quarz und Feldspat (Orthoklas, z. T. perthitisch, und Mikroklin), die von Muscovit und Sericitschichten getrennt werden. Am Muscovit beobachtete Verf. Pleochroismus ($b = c$ farblos, a schwach gelblich), $2E = 59^{\circ} 32'$, und um die eingeschlossenen Zirkonkörnchen gelbe, pleochroitische Höfe, die bei + Nicols blau erscheinen.

β) Chloritgneis. Häufig von Krusten von Brauneisen überzogene Blöcke unweit Braunbaude bestehen aus Quarz, Oligoklas-Albit und größeren

¹ Die zitierte Analyse bezieht sich aber auf einen nichtporphyrischen Granit.

² Vom Verf. irrtümlich der reziproke Wert (0,39) angeführt.

Partien oder kleinen Schüppchen von Chlorit mit pleochroitischen Höfen. Nebengemengteile, z. T. als Einschluß im Feldspat, sind Muscovit, Limonit, Apatit, Titanit und Rutil. Struktur porphyroblastisch. In der Nähe steht auch ein calcitführender Gneis an.

γ) Aplitgneis. Von der Straße von Freiheit nach Johannisbad. Helles, undeutlich geschiefertes Gestein, glimmerarm, mit teils idioblastischen, teils xenoblastischen großen Einsprenglingen von Orthoklas und Mikroklin in einer lepidoblastischen Grundmasse von Quarz und Muscovit. Akzessorisch sind limonitisierter Magnetit, Hämatitschuppen und ein unbestimmtes Mineral als Einschluß im Feldspat, mit demselben gleichzeitig auslöschend; diese Einschlüsse stehen auf der Schieferungsebene senkrecht.

b) Gneise aus dem Urlasgrunde. α) Chloritgneis. Schieferiges Gestein, aus Quarz, Orthoklas (mit perthitischen Einlagerungen an den Rändern), Mikroklin, Glimmer (Muscovit?) und Chlorit bestehend. Als akzessorischer Gemengteil bildet Graphit kleine Einschlüsse im Orthoklas und Quarz.

β) Granatführender Chloritgneis. Von dem vorigen Gesteine durch den größeren Reichtum an Chlorit und das Auftreten von Granatkristallen (110), welche stark zersprungen sind und Rutil und Muscovit einschließen, unterschieden. Das Gestein zeigt fast massige Textur, die Struktur ist homöoblastisch. Kristalloblastische Reihenfolge des Gesteins: Granat, Chlorit, Muscovit, Orthoklas, Quarz. Wegen seiner Farblosigkeit und des Vorwiegens von (110) als Begrenzung erklärt Verf. den Granat als Grossular (!).

c) Gneise aus der Umgebung der Leischnerbauden. Muscovitgneis. Am Weg über den Karlaberg findet sich grünlichgrauer, schieferiger Gneis, aus Orthoklas (reich an Glimmereinschlüssen, spärlich Titanit führend), Quarz, Muscovit und Porphyroblasten von Albit-Oligoklas in der Form des Granates. Akzessorisch Apatit, Hämatit, Titanit. Der Muscovit zeigt reichlich pleochroitische Höfe.

d) Augengneis aus Niederkleinaupa, im Fichtigtal, vor der Mohornmühle. In einem Gewebe von Quarz, Muscovit und wenig Biotit liegen Porphyroblasten von Orthoklas, die häufig Albitspindeln enthalten. Analyse s. No. 1 der Tabelle am Schlusse.

e) Gneise aus den Ausläufern des Rehorngebirges. α) Sericit-Chloritgneis vom Südfuß des Kuhberges. Phyllitähnliches Gestein mit lamellarer Paralleltextur und granoblastischer Struktur. Der Sericit bildet seiden glänzende Häute auf den Schieferflächen. Die Gemengteile sind Quarz (auch in Linsen und Adern), Orthoklas, Muscovit (Sericit) und Chlorit. Titanit bildet makroskopisch sichtbare, opake, braunschwarze oder gelbe Flecken und zeigt sehr deutlich die Neubildung von Rutil aus dem Titanit. Als Nebengemengteil tritt noch Magnetit hinzu. Übergemengteil sind korrodierte Rhomboeder von Dolomit. Dichte des Gesteins 2,74.

β) Muscovitgneis. Aus dem Hintergrunde des Antonientales. Vom vorigen Gesteine durch das Auftreten von blauschwarzem, kristallographisch gut ausgebildetem (R einerseits, OR anderseits) Turmalin unterschieden. Derselbe führt auch Einschlüsse von Rutil (?).

γ) Graphitgneis. An der Halde links am Wege von Freiheit nach Talseifen. Schwarzes, schieferiges Gestein (Lamellartextur) aus Quarz, Orthoklas, Muscovit und Graphit bestehend. Letztere beiden bilden Einschlüsse im Quarz und Orthoklas, Graphit auch im Glimmer. Im Orthoklas sind die Graphitblättchen schalig oder strahlig angeordnet. Bisweilen ist er auch zu Linsen vereinigt. Durch Isolation mittels NH_4F wurde der Graphitgehalt zu 6,89% bestimmt. Der Graphit bläht sich beim Glühen mit KClO_3 nicht auf, Verf. nennt ihn darum Graphitit.

2. Glimmerschiefer. Ein Glimmerschiefer aus der Umgebung der Leischnerbauden führt isometrische Quarzkörner mit Einschlüssen von Titanit, Zirkon und Glimmer. Verf. hält dieselben für Relikte eines früheren porphyrischen Gesteins.

Ein Zweiglimmerschiefer bei den Leischnerbauden enthält Porphyroblasten von Quarz in einem granoblastischen, ebenfalls Quarz führenden Grundgewebe. Bei HÜBNER's Grenzbauden findet sich ein fein gefälteter grüner Glimmerschiefer mit kleinen Porphyroblasten von Quarz, hellbraunem Biotit und Granat (mit durchsichtigen, doppelbrechenden und schwarzen Einschlüssen) in einem lepidoblastischen Grundgewebe von Muscovit, Chlorit, Quarz und spärlichem Orthoklas, welcher Muscovit und Magnetit einschließt. Der Chlorit tritt namentlich reichlich in der Nähe des Granates auf. Daneben sind ausgeschiedene Eisenoxydhydrate reichlich vorhanden. In einem kleinen Lager im Stumpengrund bilden dieselben die Hauptmenge des Gesteins (in HCl unlöslicher Rückstand nur 1,2%, aus Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen bestehend). Der umgebende Glimmerschiefer ist grau mit schieferiger Textur und poikiloblastischer Struktur, aus Quarz, Muscovit, Chlorit, Orthoklas, Turmalin und Granat bestehend. Die Glimmer schmiegen sich in einer Zone von der Breite des Granatkornes um dieses herum. Der Turmalin ist gut idiomorph, seine Färbung ist mitunter an beiden Enden verschieden: blaugrau und grau-braun. Leukoxen findet sich in sechsseitigen Pseudomorphosen nach Ilmenit. Apatit bildet einen weiteren Nebengemengteil. Ein Sericitglimmerschiefer des Riesengrundes besitzt poikiloblastische Struktur, indem Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Titaneisen und Rutil im zusammenhängenden Grundgewebe von Sericit eingebettet sind. Verf. gibt außer Sericit auch noch Muscovit als Gemengteil an (?). Magnetit und Pyrit, miteinander verwachsen, durchziehen in schnurförmig angereihten Körnchen das Gestein, welches, frei an der Luft liegend, eine mangan- und eisenreiche, tiefdunkelbraune Rinde erhält.

Am Südabhange des Koppkegels tritt ein Schiefer mit deutlicher Lagentextur und granoblastischer Struktur auf, aus abwechselnden Lagen von Quarz einerseits, Muscovit und Pennin andererseits bestehend. Akzessorisch sind brauner, gut ausgebildeter Turmalin, Magnetit, Ilmenit und roter Rutil. Anal. vergl. No. II der Tabelle. Von den vergleichsweise angeführten Analysen nähern sich am meisten dem beschriebenen Gesteine ein Ziegellehm von Ramersdorf, Disthenglimmerschiefer vom Anlaufthal und Phyllit vom Selgegrund, Sachsen.

Die auf der Karte der k. k. geol. Reichsanst. als Fleckschiefer bezeichneten Gesteine des Riesenkammes bestehen im wesentlichen aus Muscovit und Quarz;

Aggregate des letzteren, von Muscovit und Feldspat durchspickt, besitzen bisweilen sechsseitigen Umriß, weshalb sie Verf. für umgewandelte Granaten hält.

Weitere Gemengteile sind Klinochlor, Orthoklas und Rutil. Charakteristische Merkmale von Fleckschiefern findet Verf. nicht. Gegen die Grenzbauden zu wird der Glimmerschiefer immer phyllitähnlicher.

3. Phyllit. Typische Phyllite stehen nordöstlich und östlich von Glasendorf an, während der größte Teil des als Phyllit kartierten Hangendmantels Sericitgneis sein soll. Der Phyllit von Glasendorf ist hellgrau, mit ausgezeichnet dümmschieferiger Textur, einer feinen Fältelung auf den Schieferflächen und lepidoblastischer Struktur. Außer Quarz und Sericit führt das Gestein zahlreiche Magnetite und schwarze, aus Magnetit und Rutil bestehende Flecken. Rutil ist in charakteristischen Nadeln und Zwillingen reichlich verteilt.

Ein blaßgrünes Gestein aus dem oberen Teile des Klausengrundes besitzt makroskopisch sichtbare, olivengrüne Sericitschuppen und Hämatitblättchen in der Schieferungsebene. Die Struktur ist granoblastisch.

4. Graphitschiefer. Ebenfalls aus dem Klausengrunde stammendes, schwarzes Gestein mit schieferiger Textur und linearer Ausbildung des Muscovites, welcher neben Quarz und Graphit wesentlicher Bestandteil ist, mit Zunahme des Graphites aber zurücktritt. Letzterer liegt in der Schieferungsebene und ist teils staubförmig, teils in größeren Körnern vorhanden. Seine Menge wurde durch Isolation mit NH_4F zu 13%, durch Bestimmung der CO_2 mittels Verbrennung durch PbO nach GINTL zu ca. 16% gefunden, wobei der Kohlenstoffgehalt des Graphites = 75,40% angegeben wurde.

5. Amphibolit. Eine Einlagerung vom Südfuße des Koppkegels zeigt grüne Farbe, massige Textur und nematoblastische Struktur. Neben blaugrünem, dem Aktinolith nahestehendem Amphibol (γ blaugrün, $c : \gamma = 18^\circ$) treten Quarz, Orthoklas (mit Quarz poikilitisch verwachsen), Apatit, Pyrit und Magnetit auf.

Zahlreiche Einlagerungen und Gänge von Amphibolit treten in den Glimmerschiefern und Phylliten des Rehorngebirges auf.

Ein Gestein von dem westlich des Dorfes Glasendorf liegenden Höhenrücken wird als Epidot-Amphibolit bezeichnet, es führt größere, von Feldspat und Epidot durchspickte Amphibolindividuen mit α gelbgrün, β grün, γ tiefgrün, $c : \gamma 19^\circ$. Daneben scheint auch noch ein blauer Amphibol bisweilen mit dem grünen in Parallelstellung fleckig verwachsen, vorzukommen. Epidot (γ gelb, β gelblichweiß, α farblos) ist idiomorph begrenzt. An anderen Mineralien treten noch Albit, Magnetit und Pyrit auf. Zu der Anal. III ist zu bemerken, daß ihr Projektionspunkt ins Feld 3 des OSANN'schen Dreieckes fällt, Verf. vermutet, daß es aus einem Diabas hervorgegangen ist.

6. Körnige Kalke. Solche bilden noch häufiger als die Amphibolite Einlagerungen in den kristallinen Schiefnern.

Ein schneeweißer Marmor von Albendorf besitzt grobgranoblastische Struktur, der Calcit zeigt Zwillinglamellierung nach (01 $\bar{1}$ 2), Übergemengteile sind Quarz und zersetzter Pyrit. Anal. vergl. No. IV der Tabelle.

Ein Gestein von Marschendorf ist ähnlich, zeigt aber Streifen und Flecken von Eisenoxyd und ist reicher an Nebengemengteilen (? nach der Analyse): Quarz, Muscovit, Hämatit und Rutil. Anal. s. No. V der Tabelle.

Ein graurötliches, zum größten Teil dichtes Gestein vom Promenadenwalde bei Johannisbad zeigt in dem überwiegenden, dichten, aus kleinen, unregelmäßigen, unverzwilligten Calcitkörnchen bestehenden Gesteine Partien von der Struktur der vorigen Varietäten. Akzessorische Gemengteile sind hier sehr reichlich vorhanden: Quarz (mit undulöser Auslöschung), Glimmer und makroskopisch braunroter Granat. Aufsetzend sattelförmige Dolomitrhomboeder.

Aus der mineralogischen Zusammensetzung, laut welcher die nach LÖWINSON-LESSING mit — bezeichneten Minerale nicht merklich überwiegen, im Amphibolit sogar in der Minderzahl sind, der häufigen poikiloblastischen Struktur und massigen Textur, der ungewöhnlichen kristalloblastischen Reihenfolge: Orthoklas gut ausgebildet, Turmalin besser als Rutil etc., sowie dem Auftreten von Mineralen verschiedener Tiefenstufen nebeneinander schließt Verf., daß bei der Bildung der besprochenen Gesteine sowohl Kontakt- als Dynamometamorphose gewirkt haben dürften, und zwar soll die erstere sowohl vor als nach der Faltung zur Geltung gekommen sein.

	I.	II.	III.		IV.	V.
SiO ₂ . . .	76,03	69,89	45,20	In HCl unlösl.	6,02	2,50
Al ₂ O ₃ . . .	14,15	16,15	11,90	Fe ₂ O ₃	1,45	0,43
Fe ₂ O ₃ . . .	3,00	0,57	8,60	CaO	49,68	53,76
FeO		5,21	8,27	MgO	1,89	1,23
MnO . . .	Spur	Spur	—	C O ₂ + H ₂ O		
MgO . . .	0,63	1,34	3,44	(C O ₂ berechnet)	41,00	43,49
CaO . . .	0,28	0,24	17,95 (!)	Summe . .	100,04	101,41
Na ₂ O . . .	3,19	1,13	3,86	Dichte . .	2,69	2,71
K ₂ O . . .	3,52	3,25	1,03			
H ₂ O . . .	0,90	3,16	2,57			
Summe . .	101,70	100,94	102,82			
S	81,6	78,01	49,89			
a	12,10	6,22	2,28			
c	0,68	0,51	1,36			
f	7,22	13,27	16,36			
T	2,88	6,77	—			
k	2,12	2,65	0,59			

I. Augengneis von Kleinaupa, Al₂O₃ mit Na₂S₂O₃ bestimmt.

II. Muscovitschiefer von der Südseite des Schneekoppenkegels.

III. Amphibolit von Glasendorf.

IV. Körniger Kalk von Albendorf.

V. dto. von Marschendorf.

Sämtliche Analysen vom Verf., bei IV und V wurde die C O₂ aus den CaO- und MgO-Mengen berechnet.

C. Hlawatsch.

R. Sokol: Der Böhmisches Pfahl zwischen Furt i. W. und Ronsperg. (Abh. böhm. Akad. 1911. No. 30. 23 p. 9 Textfig. Böhmisches.)

Verf. kartiert den Verlauf des Böhmisches Pfahls zwischen den zwei genannten Orten (Textfig. 1, 5, 8), wobei einige Angaben älterer Geologen (GÜMBEL, v. HOCHSTETTER, LIDL) korrigiert werden. Der verschieden gefärbte Quarzit des Pfahls enthält zahlreiche Adern, die mit weißem Quarz erfüllt sind und z. T. Drusenräume mit freien Kristallenden aufweisen; in kleinen Hohlräumen beobachtet man weiße, mehrlartige kaolinähnliche oder pulverige rostige Substanzen; akzessorische Bestandteile des Quarzites selbst sind Pyrit, der jedoch zumeist schon einer Zersetzung unterlegen ist und heller, selten dunkler Glimmer und Chlorit; ferner sind Einschlüsse eines zersetzten, sericitisierten Gesteins vorhanden und an einer Stelle (Steinbruch „na Dlačbů“ bei Böhmisches Kubitzen) kommen an Dattelquarzite erinnernde Bildungen vor (s. Centrallbl. f. Min. etc. 1911. p. 625), deren Konglomeratnatur Verf. als wichtige Stütze der Ansicht von einer sedimentären Entstehung erachtet. Brecciengefüge zeigt sich stellenweise gut ausgeprägt, wobei die von Quarzit eingeschlossenen Bruchstücke viel Orthoklasreste, neugebildeten Albit und Chlorit enthalten. An einigen Stellen kommt ziemlich viel Psilomelan als Krusten und Imprägnationen vor (Grammatin, Schlüttwa).

Die Lagerung des Pfahls entspricht im großen ganzen der Schichtung des benachbarten Gneises und Amphibolits. Verf. sieht den Quarzit des böhmischen Pfahls als ein Produkt des hydrochemischen Tiefenmetamorphismus an, d. h. der Wirkung von aufsteigenden kieselsäurereichen Lösungen, die in das verzweigte Netz von Klüften eindringen und die anliegenden Gesteine, zumeist Amphibolite, intensiv metamorphosierten und verquarzten. Auch die Kristallisationskraft mag da mitgewirkt haben.

Verf. zeigt an Daten der Literatur, daß auch die Kieselschiefer des böhmischen Algonkiums durch einen ähnlichen Prozeß von dem ursprünglichen Schiefer zu ihrer heutigen Beschaffenheit mögen umgebildet worden sein.

F. Slavik.

R. Kettner: Über einige Eruptivgesteine aus dem Algonkium des Moldauegebietes. (Abh. d. böhm. Akad. 1912. No. 30. 37 p. Mit 5 Textfig. u. 1 Taf. Böhmisches. Deutsches Résumé im Bull. internat. de l'Acad. boh.)

I. Oberhalb Prags.

Südlich vom Bahnhof Závist-Königsaal ist im linken Moldautalabhänge ein Profil entblößt, in welchem konkordant mit Tonschiefern und Grauwacken eine Spilitdecke auftritt; dieselbe zeigt z. T. brecciöse Beschaffenheit, indem Kugeln und Wülste von gewöhnlichem Spilit durch eine ganz dichte, schwarze, vollständig umgewandelte Zwischenmasse getrennt sind. Da solche Breccien (vergl. die Arbeit des Ref. vom Jahre 1908 in dies. Jahrb. 1912. I. -81-) im effusiven Spilitkomplexe algonkischen Alters von mehreren Stellen, darunter aus der direkten Unterlage des Cambriums von

Tejřovic, bekannt sind, so folgt hieraus mit Sicherheit für alle Gesteine des Profils und auch für die in die Fortsetzung ihres Liegenden fallenden Grauwacken und Schiefer der Modřaner Schlucht ein algonkisches Alter und die Ansicht HELMHACKER's, dieselben wären cambrisch, erscheint hiermit definitiv widerlegt.

Im hangenden Teile des Profils treten zwei Lagergänge, ein Quarzporphyr und ein Diabas, auf.

Das herrschende Gestein von Závist ist ein typischer Spilit mit ganz spärlichen Plagioklasen erster Generation (Andesin) und ein wenig acideren, leistenförmigen, stellenweise radial gruppierten Plagioklasen der Grundmasse; der Augit bildet braune Körnchen und Stäbchen, der Ilmenit ist zumeist zu trübem Leukoxen umgewandelt; interessant ist das Auftreten von neugebildetem mittelbasischem Plagioklas in Sphärolithen.

Der Diabas des Lagerganges ist schon makroskopisch deutlich körnig, von intersertaler Struktur und ähnelt sehr dem von MÁCHA (dies. Jahrb. 1902. I. -59-) beschriebenen Diabase vom gegenüberliegenden Moldauufer bei Záběhlic; abweichend von MÁCHA zeigt KETTNER, daß die hier sehr häufigen fächerförmigen und allotriomorph-körnigen Plagioklase (ca. Andesine bis Labradorite) sekundär sind.

II. Unterhalb Prags zwischen Letky und Kralupy.

In dem von zahlreichen Eruptivgesteinen durchsetzten Algonkium nördlich von Prag, welches Gegenstand zahlreicher petrographischer Untersuchungen HELMHACKER's, BOŘICKÝ's und KLVAŇA's gewesen sind, erwähnten diese Autoren mehrfach das Vorkommen von — z. T. deutlich lagerförmigen — Gesteinen, die sie „Dioritaphanite“ oder „Amphibolite“ nannten. Namentlich gehört hierzu auch das mehrfach beschriebene Hauptgestein der Libšic'er Felswand, das von Quarzporphyr und noch jüngerer Minette (BOŘICKÝ's „Glimmerpikrophyr“) durchsetzt wird.

Verf. studierte eingehend die Verbreitung und Lagerungsverhältnisse dieser Gesteine, deren Darstellung auf drei Kartenskizzen im Texte die älteren Angaben über die Geologie des Gebietes ergänzt und teilweise berichtigt.

Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß alle diese „Aphanite“ und „Amphibolite“ zum algonkischen effusiven Spilitkomplex gehören und denselben Fazieswechsel zeigen, wie die Spilitgesteine im westlicheren Algonkium von Kladno SW. bis an den Rand des Böhmerwaldes bei Klattau; namentlich treten hier feinkörnige Diabase, Augit- und Variolitaphanite, Variolite und Breccien mit glasiger Zwischenmasse auf. Das Amphibolmineral ist überall sekundär und steht in seinen Eigenschaften dem Aktinolith nahe; auch die Plagioklase sind in manchen Vorkommen mehr oder weniger vollständig umgewandelt und lieferten Zoisit, Klinozoisit, Epidot, ferner auch neugebildete Feldspäte; aus dem Ilmenit ist Leukoxen entstanden. Diese Umwandlung eines großen Teils der effusiven Diabasgesteine ist auf hydrothermale Einwirkungen während der Nachklänge der Eruptivtätigkeit zurückzuführen und tritt hier wie in Westböhmen charakteristischerweise in einem von späteren Ganggesteinen förmlich durchschwärmten Teile des Algonkiums auf.

Von den 27 Vorkommen beiderseits der Moldau, deren mikroskopische Beschreibung Verf. gibt, seien hier die besser erhaltenen oder sonst bemerkenswerten angeführt:

Am linken Moldauufer:

Libšicer Felsen, nördlicher Teil: ein Variolitaphanit mit radialer Gruppierung von Augitkörnchen und Plagioklasleisten; die ersteren sind z. T. noch erhalten, z. T. zu Aktinolith umgewandelt; die Plagioklase gehören dem Oligoklas an und lieferten z. T. sekundären Zoisit.

An der Bahn südlich von Dolany: dichter Spilit mit fluidal geordneten leistenförmigen Plagioklasen, fast ganz umgewandelt, mit viel neugebildetem Feldspat (Andesin).

Am rechten Moldauufer und im benachbarten Quertälchen:

Nördlich von Chvatěruby treten makroskopisch ganz dichte, z. T. parallel abgesonderte Gesteine auf; eines von ihnen zeigt Druckerscheinungen, die das Gestein nach der Umwandlung betroffen haben, da sie sich am schönsten im Aktinolithfilz äußern (Fig. 2 der Tafel).

Westlich von Zlončic, im Hangenden des weiter unten erwähnten gangförmigen Porphyrits steht ein feinkörnig ophitisch struiertes Gestein an, das beiderseits in typische Spilite übergeht, in der Mitte sich jedoch von den übrigen durch die mehr kompakte Beschaffenheit des sekundären grünen Amphibolminerals unterscheidet. Die Plagioklase (Oligoklas—Andesin) gruppieren sich vielfach unter einem von 60° wenig abweichenden Winkel, wie in dem von HEINECK (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVII. p. 92) aus der Gegend von Herborn beschriebenen Gestein.

Variolit aus der Schlucht südlich von Zlončic besteht aus der vorwiegend aktinolithischen, viel Zoisit und nur hier und da Augitreste und neugebildete Plagioklase führenden Grundmasse und aus bis 5 mm messenden Variolen, die ursprünglich aus zweierlei Augit, einem radiaifaserigen und einem braunen körnigen bestanden haben; der erstere ist jedoch zu Aktinolith umgewandelt worden. Glasüberreste in der Grundmasse sind fraglich.

Die Breccie aus dem Steinbruch in Vodochody besteht in der Hauptmasse vorwiegend aus faserigem braunen, nicht zu Aktinolith umgewandelten Augit und aus leisten- und nadelförmigen Plagioklasen (basischer Oligoklas). In den peripherischen Teilen der Einschlüsse sind die Augite langfaserig, senkrecht zur Grenzfläche orientiert und zwischen sie dringt aus der Zwischenmasse grünliches Glas ein; weiter vom Rande herrscht feinkörniger Augit vor, dann tritt jedoch wiederum faseriger, diesmal Sphärolithkristalle um eingeschlossene leisten- und skelettförmige Plagioklase bildender Augit auf. Unter sekundären Klüftbildungen ist der Orthoklas bemerkenswert.

Die glaseige Zwischenmasse der Breccie besteht aus grünlichem oder bräunlichem Glas (Brechungsindex $n = 1,60$) mit zahlreichen Augitmikrolithen und -mikrovariolen, die schön fluidal geordnet sind und wie die Sphärokristalle in den Einschlüssen Plagioklasnadeln umgeben. Sekundärer Zoisit bildet bisweilen Pseudomorphosen nach Plagioklaseinsprenglingen.

Südlich von Máslovic in der Schlucht, die zur Moldau führt, kommt ein dichter Augitaphanit vor, der fast ausschließlich aus körnigem und sphärokristallischem Augit besteht.

Das rechte Moldauufer gegenüber dem Libšicer Felsen besteht wie dieser aus einem Variolitaphanit.

Die Breccie gegenüber Letky besteht aus scharfkantigen oder durch Ansmelzung gerundeten Einschlüssen, die stark umgewandelt sind, jedoch einst eine glasige Grundmasse geführt zu haben scheinen, und aus glasiger Zwischenmasse, welche winzige Mikrolithe und körnige Mikrovariolen von braunem Augit als Entglasungsprodukte beherbergt und ausgeprägte Fluidalerscheinungen zeigt. Kleine Mandelräume sind mit Quarz und Plagioklas erfüllt.

Variolitaphanit von Dolní Chabry besteht aus bis $1\frac{1}{2}$ mm messenden Sphärokristallen von radiafaserigem Augit, in dessen Mitte gewöhnlich langleistenförmige Plagioklasen sich befinden. Sekundär treten neugebildete Feldspäte (Andesin), Aktinolith, Zoisit und Calcit auf.

Verf. betont zum Schlusse der Beschreibung von Spiliten nochmals die völlige Übereinstimmung des untersuchten Gebiets mit dem sicher algonkischen westlicheren Teile des „mittelböhmisches Schiefergebirges“ und weist auf die jetzt ebenfalls zum Algonkium, und zwar Onégien, gestellte Olončcer Diabasformation sowie auf die Ergußgesteine des Keweenawien als Analoga aus wohl nicht viel entfernten Epochen hin.

Von intrusiven Gesteinen des unteren Moldaugebietes beschreibt Verf. einen im Spilit aufsetzenden Porphyritgang im Zlončicer Tale (Biotit, Hornblende und Oligoklas in der I., Andesin in der II. Generation), einen Monzonitporphyr unweit Odavon (II. Generation viel Orthoklas führend, sonst dem vorigen fast gleich), einen gangförmigen Diabas zwischen Máslovic und Dolánky (zweierlei Plagioklasen: langleistenförmige Andesine und breitere, jüngere Labradorite), dichte Diabase und Diabasporphyrte zwischen Vodolka, Čenkov und Großdorf, die mikroskopisch den sekundären Aktinolith und Zoisit führenden Spiliten sehr ähnlich sind, jedoch in den Schiefen diskordant aufsetzen und sie kontaktmetamorph zu Frucht- und Fleckschiefen verändert haben.

Diese Ganggesteine scheinen einem selbständigen Magmaherd zu entstammen, welches weniger basisch war als dasjenige, das die Ganggesteine des westlichen Algonkiums geliefert hat.

F. Slavik.

F. Kučan und M. Krmpotić: Mikroklinmikropertit aus Pakra im Krndijagebirge (Kroatien). („Glasnik“ [Berichte] Soc. scient. nat. croaticae. 23. p. 104. Zagreb (Agram) 1911. (Kroatisch.))

Außerhalb Kloster Pakra erscheinen große Massen von grobkörnigen Gneisen. Diese Gneise zeichnen sich durch schöne, große Mikroklinmikroperthitindividuen aus, die nach der chemischen Analyse folgende Zusammensetzung zeigen:

	I.	II.
Si O ₂	65,07	64,88
Al ₂ O ₃	19,09	21,03
Fe ₂ O ₃	—	Spur
Ca O	0,42	1,96
Mg O	0,40	0,34
Na ₂ O	9,03	5,96
K ₂ O	6,07	5,22
Glühverlust	0,23	0,45
	100,28	99,84

Für die chemische Analyse unter I (von F. KUČAN) wurde ein 6 cm langer Mikroklinperthitkristall verwendet, der im verwitterten Materiale am Pakrafer gefunden war. Derselbe ist von fleischroter Farbe, zeigte u. d. M. sehr schöne Gitterstruktur und Durchwachsung mit Schnüren von Albit. Für die Analyse II (von M. KRMPOTIĆ) wurde ein 3 cm langer Mikroklinperthitkristall verwendet, der aus dem Gneis entnommen ist.

F. Tučan.

Asien. Malaischer Archipel.

S. Kōzu: Preliminary notes on some igneous rocks of Japan. (Journ. of Geol. 19. 1911. 555—560, 2 Textabb. (I), 561—565, 4 Textabb. (II), 566—575, 11 Textabb. (III) u. 632—644, 12 Textabb. (IV).)

Verf. beschreibt vier verschiedene japanische Effusivgesteinskomplexe.

1. Der Natrontrachyt (pantelleritischer Trachyt, Laurvikose) der Inseln Matsu-shima und Kakara-jima im NO. des Hafens Yobuko ist wahrscheinlich tertiären Alters und tritt in kompakten Ergüssen, vergesellschaftet mit basaltischem Gestein auf. Seine chemische Zusammensetzung gibt Analyse a (unten). Als Einsprenglinge fungieren Anorthoklase (Or_{2,33} Ab₃ An₁) bezw. Natronmikrokline von 2—5 mm Größe, die nach 010 dicktafelig ausgebildet und durch massenhafte Einschlüsse von Ägirinaugit und dunklem Glas hellbläulichgrau gefärbt sind. Hinsichtlich ihrer Umgrenzung gleichen sie den Einsprenglingen des Rektangelporphyr KJERULF's. Das bei ihnen häufigste Zwillingsgesetz ist das Karlsbader. Als Kern der Kristalle findet sich stellenweise Albit. Die Auslöschungsschiefe des Anorthoklases beträgt auf 010 + 5° bis + 9°, auf 001 0° bis + 1°. Ferner ist 2V = 52° 20', $\rho > \nu$. Eingesprengt kommen auch Ägirinaugit, Magnetit und Apatit vor. In der typisch trachytischen Grundmasse wiegen die Prismen von Alkalifeldspat gegenüber dem spärlichen braunen Glas vor. Ein seltener akzessorischer Gemengteil ist Olivin. Das Gestein erinnert chemisch augenfällig an den pantelleritischen Trachyt von Porto Scauri (Pantelleria).

2. Der Quarzbasalt (Bandose) des Vulkanes Kasa-yama bei Hagi, Prov. Nagato, ist diluvialen Alters. Seine Analyse s. unten unter b. In einer hypokristallinen Grundmasse mit Plagioklas, Augit, Magnetit und lichtbraunem Glas finden sich eingesprengt Quarze von 1—5 mm Durchmesser und spärlich

gelbe Olivine von 2 mm Durchmesser. U. d. M. erscheinen auch Augit und selten basischer Labradorit als Einsprenglinge. Der Augit ist im Dünnschliff schwach gelblich gefärbt; er bildet zusammen mit braunem Glas Reaktionsränder um die Quarzdihexaeder. Das Gestein steht chemisch dem Quarzbasalt des Lassen Peak, Kalifornien, sehr nahe.

3. Jungtertiäre bis altdiluviale alkalibasaltische Gesteine (Andose) aller möglichen Ergußformen kommen in einem größeren Gebiet neben Olivinbasalt und Natrontrachyt vor, nämlich bei Fukae-shima auf den Goto-Inseln (Vulkan Ondake) und Madara-shima beim Hafen Yobuko, Prov. Hizen, ferner bei O-shima nahe der Insel Iki und bei Uramino-taki nahe Omura, Prov. Hizen.

Verf. unterscheidet innerhalb dieser Vorkommnisse nach ihrer chemischen Zusammensetzung zwei Gruppen. Die erste Gruppe (Analyse c) besitzt im Vergleich mit der zweiten einen höheren Mg-Gehalt und geringeren Si- und K-Gehalt. Als Einsprenglinge fungieren hier Andesin ($Ab_3 An_2$), z. T. von Alkalifeldspat umwachsen, und Olivin, selten Augit.

Die zweite Gruppe, unterschieden nach niedrigem MgO-Gehalt (2,24%) und hohem SiO_2 -Gehalt (52,19%), K_2O -Gehalt (2,04%) und Al_2O_3 -Gehalt (19,74%), enthält als Einsprenglinge Labradorit mit Alkalifeldspatschale, welche letztere in einigen Fällen das dreifache Volumen des Labradorits einnimmt, Augit und Olivin; dieselben Minerale kommen in der Grundmasse vor, die außerdem Erz und Apatit enthält. Biotit kleidet in einigen Proben Blasenräume aus. Der Olivin ist längs Spalten in Iddingsit verwandelt. — Chemisch sehr ähnlich sind die von HARKER und von CARD beschriebenen Basalte Neu-Südwaales'.

4. Die Lava des Vulkanes Tarumai, südlich Sapporo, welche sich im Frühjahr 1909 ergoß, ist Pyroxenandesit (Bandose) von hypohyaliner bis holokristalliner Textur. Seine Analyse ist unten unter d wiedergegeben. Als Einsprenglinge finden sich Hypersthene, meist mit einer Augitschale, mit deutlichem Pleochroismus und länglichem Umriß ($// \frac{c}{b}$ gestreckt), die ältere, großwüchsere Generation erreicht 2,5 mm Länge; zu den Einsprenglingen gehört ferner Magnetit und vor allem Anorthit. Letzterer hat im normalen Gestein einen Durchmesser von 2 mm und zeigt schöne Zonarstruktur, die durch die Gruppierung der Einschlüsse noch besonders augenfällig wird. Größere Kristalle (im Mittel 13 mm messend) finden sich zu Anorthitbomben vereinigt. Bisweilen enthält das Gestein einzelne große Kristalle von Anorthit, und zwar an Glasfäden in einem Hohlraum aufgehängt. Dieses Vorkommen wird durch Bewegungen erklärt, welche die halbflüssige Lava und der bereits fertig gebildete Kristall während des Auswurfs gegeneinander ausführen. An der Begrenzung dieser Kristalle haben vorwiegenden Anteil $\{001\}$, $\{010\}$ und $\{20\bar{1}\}$, häufig sind auch $\{1\bar{1}0\}$, $\{110\}$, $\{0\bar{2}1\}$, $\{111\}$ und $[1\bar{1}\bar{1}]$, selten $\{201\}$, $\{021\}$, $\{111\}$ und $\{24\bar{1}\}$; dabei kommen vier verschiedene Ausbildungstypen und vier Zwillingsgesetze vor. Die optische Bestimmung ergibt das Mischungsmitglied $Ab_5 An_{95}$, die chemische Bestimmung $Ab_{5,4} An_{94,5}$. Olivin findet sich akzessorisch, hauptsächlich als peripherer Einschluß in den großen Anorthiten oder auch in Gruppen mit Anorthit und Magnetit. Die Kristalle erreichen die Größe von 2 mm und sind von $\{110\}$, $\{021\}$ und $\{010\}$ begrenzt.

Analysen.

	a.	b.	c.	d.
	Matsu-shima	Kasa-yama	Ondake	Tarumai
SiO ₂	62,36	56,08	48,33	60,93
TiO ₂	0,66	1,31	2,40	0,42
Al ₂ O ₃	17,95	18,12	16,29	16,46
Cr ₂ O ₃	—	Spur	—	—
Fe ₂ O ₃	1,55	2,46	3,24	3,35
FeO	2,62	6,97	8,73	5,94
MnO	0,48	0,34	0,11	0,55
MgO	0,72	3,13	5,70	2,88
CaO	2,75	7,14	8,50	7,84
Na ₂ O	5,60	2,02	3,59	1,44
K ₂ O	4,16	1,50	1,49	0,79
H ₂ O	0,87	0,15	0,82	nicht bestimmt
P ₂ O ₅	0,29	Spur	0,79	0,13
	100,01 ¹	99,22	99,99	100,73 ²

Wetzel.

J. B. Scrivenor: The tourmaline-corundum rocks of Kinta (Federated Malay States). (Quart. Journ. Geol. Soc. **66**. 1910. 435—449. Taf. 30—31.)

Im Kinta-Tal in Perak (auf Malorka) treten dunkle Turmalin-Korundgesteine im Hangenden kristalliner Kalke der Kohlenformation auf. Die Bildung der untersuchten, recht mannigfaltigen Gesteine wird auf Kontaktmetamorphose durch den benachbarten Granit zurückgeführt. Kleine, von Korund und Turmalin ausgekleidete Hohlräume sowie der Größe nach entsprechende aus denselben beiden Mineralien bestehende, konzentrisch gebaute Kügelchen scheinen darauf hinzuweisen, daß das ursprüngliche Gestein oolithischer Kieselschiefer oder verkieselter Kalkstein war. **Hans Philipp.**

J. Rackovsky: Über Alkaligesteine aus dem Südwesten des Gouvernements Jenissejsk. (Trav. d. Mus. Géol. Pierre le Grand près l'Acad. Imp. d. Sc. St.-Petersbourg. **5**. 1911. 217—284. 2 Taf.)

Die Arbeit handelt besonders über den Teschenit von Minussinsk. Der Mineralbestand des Minussinsker Teschenits, sowohl in seinem leukokraten: Labrador, Natronfeldspat, Nephelin, als auch in dem melanokraten Anteil: Barkevikit, Titanaugit, Ägirinaugit, ausnahmsweise Ägirin, ist identisch mit dem Mineralbestand der melanokraten Gesteine aus der Alkalireihe: Essexit, Theralith, Shonkinit u. a.

¹ statt dessen im Original 100,10.

² statt dessen im Original 100,78.

Schon bei Betrachtung der Handstücke fällt der mehr leukokrate Charakter auf, der ihn von den typischen Theralithen und Shonkiniten und teilweise den Essexiten unterscheidet. Noch deutlicher tritt dies hervor, wenn man die OSANN'schen Größen miteinander vergleicht.

Für den Minussinsker Teschenit gelten folgende Zahlen:

	s	A	C	F	a	c	f	n	k
	58,43	8,73	3,14	17,49	5,9	2,2	11,9	7,5	0,77

Für die Theralithe:

Flurhübel bei Dupau,

Böhmen	49,52	7,13	1,38	34,46	3,5	0,5	16,0	8,3	0,62
Umptek, Kola . . .	51,07	6,07	2,74	31,31	3,0	1,5	15,5	8,3	0,70

Für die Shonkinite:

Shonkin Sag	53,08	7,03	0,77	31,32	3,5	0,5	16,0	4,4	0,71
Katzenbuckel	46,76	9,32	0,80	33,00	4,5	0,5	15,0	7,6	0,52

Für die Essexite:

Rongstock	57,17	8,00	3,42	19,56	5,5	2,0	12,5	7,3	0,77
Ragunda	56,77	5,92	3,62	24,17	3,5	2,0	14,5	7,4	0,85

Man sieht, daß den Teschenit von den Theralithen der mehr leukokrate Charakter (infolge relativ größeren Reichtums an Alkalifeldspäten, Nephelin und Plagioklasen) und die größere Acidität scheidet. Dagegen vereinigt sie die gleiche Mineralkombination, ferner die Rolle, die der Nephelin, die Alkalifeldspate und der Plagioklas in dem Gestein spielen, und die Zusammensetzung des melanokraten Anteils, obgleich diese Komponenten in anderem Mengenverhältnis auftreten wie im Theralith.

Von den Shonkiniten unterscheidet sich der Minussinsker Teschenit durch ausgeprägteren leukokraten Charakter und durch größeren Gehalt an Kalknatronfeldspäten.

Mit den Essexiten hat der Teschenit den Gehalt an basischem Plagioklas gemein und den deutlicher ausgesprochenen leukokraten Charakter als die Theralithe und Shonkinite. Dagegen unterscheidet er sich von ihnen durch die Mengen von Nephelin und Natronfeldspäten, die in dem Gestein von Minussinsk reichlich vorkommen.

Das Gestein von Minussinsk steht, was den Mineralbestand und das gegenseitige Mengenverhältnis der Minerale zueinander betrifft, dem Teschenit von Paskau und Boguschowitz in Österreich-Schlesien am nächsten.

Teschenit von Minussinsk¹:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
50,20	2,84	18,08	4,72	5,52	0,31	2,21	6,27	3,11	6,04	0,67

Teschenit von Boguschowitz¹:

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
49,67	2,1	17,44	10,70		—	5,3	7,5	2,16	5,13	—

¹ Analysenzahlen auf die Summe 100 ungerechnet, mit Ausschluß von H₂O, CO₂, Cl, S.

Die OSANN'schen Größen sind:

	s	A	C	F	a	c	f	n	k
Minussinsk . . .	58,43	8,73	3,14	17,49	5,9	2,2	11,9	7,5	0,77
Boguschowitz . .	55,22	6,84	4,23	22,64	4,1	2,5	13,4	7,8	0,78

Aus diesen Werten geht hervor, daß im Teschenit von Boguschowitz, verglichen mit dem Minussinker Gestein eine bedeutende Abweichung von A a und F f, eine unbedeutende jedoch von C c zu konstatieren ist. Doch gleicht sich dieser Unterschied teilweise aus, wenn man in Betracht zieht, daß zur Analyse des Boguschowitzer Teschenits ein ziemlich verwittertes Handstück genommen wurde. Da die Alkalien sehr leicht ausgelaugt werden, so kann man ohne weiteres für A a einen etwas größeren und infolgedessen für F f einen kleineren Wert annehmen.

Verf. behandelt dann das Verhältnis des Teschenits zu den Nachbargesteinen (Essexitdiabase und Trachyandesite) und erörtert weiter die Möglichkeit einer Differentiation im Teschenitmagma, auf die zahlreiche Schlieren hinweisen. Danach könnte eine Differentiation sowohl in Richtung der extrem leukokraten und sauren Gesteine: Urtit und die annähernd nephelinsyenitischen Schlieren, als auch der extrem melanokraten und basischen Gesteine: Teschenitpyroxenit (Ijussit) erfolgt sein.

G. Raab.

Afrika. Madagaskar.

A. Lacroix: Les syénites néphéliniques de l'archipel de Los et leurs minéraux. (Nouv. arch. d. mus. (5.) 3. 132 p. 10 Taf. 1911.)

Der an der Sierra Leone-Küste auf $9\frac{1}{2}^{\circ}$ n. Br. gelegene Archipel von ca. 15 km Durchmesser besteht aus zwei größeren (Tamara im Westen, Kassa im Osten) und mehreren kleineren ringförmig und einer zentral gelagerten Insel (Rouma); sie sind hügelig, z. T. felsig, bis 166 m hoch. Der bereits von GÜRICH (dies. Jahrb. 1888. I. -253-) beschriebene Nephelinsyenit von Kassa wird stellenweise von Sandsteinen und eisenschüssigen Konglomeraten bedeckt. Über die Hauptvarietäten des Nephelinsyenits ist schon in dies. Jahrb. 1907. II. -414- und 1908. I. -226- vorläufig berichtet; ihre Verbreitung auf den einzelnen Inseln ist jetzt durch eine Kartenskizze dargestellt.

I. Vom **Ägirin-Nephelinsyenit** werden 3 Typen unterschieden: 1. Mit Astrophyllit und Låvenit, die oft ebenso reichlich wie Ägirin sind; Nebengemengteile Villiaumit (dies. Jahrb. 1909. I. -164-), Flußspat, Pyrochlor, selten Eudialyt und als seine Zersetzungsprodukte Katapleit und Zirkon. Struktur foyaitisch, Arfvedsonit und Astrophyllit häufig poikilitisch oder ophitisch zum Feldspat, auch der Låvenit jünger als letzterer. Als Mineralfazies werden erwähnt solche reich an 1. Sodalith (tavitähnliche), 2. Arfvedsonit (mit Flußspat als älterer Ausscheidung), 3. Villiaumit, 4. Eudialyt; als Strukturfazies: 1. feinkörnige Mikrosyenite, deren Feldspate und dunklen Gemengteile zuweilen sämtlich poikilitisch in großen Nephelinen und Sodalithen liegen, z. T. mit reichlichem Villiaumit (als Füllsel), daneben viel Låvenit, Astrophyllit

und Arfvedsonit; 2. Pegmatite: gangartige, grobkörnige Massen von stets mikroperthitischem Mikroklin mit großen Kristallen von Ägirin, Låvenit, Astrophyllit, Sodalith, zuweilen eingebettet in Analcim und violetten Flußspat. Gleichzeitig nach Zusammensetzung und Struktur wird unterschieden eine Lujauritfazies: das dunkle, mittelkörnige Gestein bildet eine auf 20 m verfolgbare, 1,5 m breite, anscheinend schlierenartige Masse, die sich vom normalen Gestein durch breite, pegmatitartige Säume abgrenzt. Es ist meist reich an Ägirin und Astrophyllit in scharfen Kristallen, z. T. auch an Eudialyt, der Feldspat ist Albit.

2. Låvenit-Nephelinsyenit. Sehr helle Gesteine; in grobkörnigen ist etwas Ägirin, in feiner körnigen namentlich Låvenit das färbende Element. beide in Kristallen, ebenso die tafeligen und fluidal geordneten Orthoklase und Albite, während Nephelin und Sodalith die jüngsten Ausscheidungen sind.

3. Låvenitarmer Nephelinsyenit, zugleich ohne Astrophyllit; der Feldspat ist z. T. albitisierter Orthoklas, der Arfvedsonit z. T. umgewandelt in Akmit. Struktur zuweilen körnig, zuweilen mit tafeligen Feldspaten, nicht miarolithisch.

Minerale von I. Der Feldspat ist entweder Natronorthoklas oder Mikroklin, beide von Albitneubildungen durchzogen; der Mikroklin ist nur nach (010) verzwillingt, im allgemeinen sehr frisch. Nephelin häufig durchwachsen von Analcim, Losit, Mesotyp, Hydronephelin, zuweilen auch von Muscovit. Sodalith, fast stets vorhanden, zuweilen honiggelb, öfter als der Nephelin zersetzt, zuweilen zu Hydronephelin. Ägirin häufig in Akmit verändert, von den aus Analcim isolierten Kristallen werden einige Konstanten angegeben. Låvenit in 1 mm großen Kristallen der Form (110). (100). (010). (210). (111). (101), hat die gewöhnlichen, nicht die von GÜRICH angegebenen optischen Eigenschaften; in einer besonders hellen Varietät wird die Spaltbarkeit // (100) von glimmerartiger Vollkommenheit infolge vielfacher Verzwillingung nach (100), auch zeigt sie deutliche Spaltung nach (010). Eudialyt ist namentlich in den lujauritischen Varietäten häufig; Färbung und Doppelbrechung schwanken auch innerhalb desselben Kristalls; von seinen Umwandlungen sind bemerkenswert jene in Katapleit und die selteneren in Zirkon (beide anscheinend stets aus Katapleit hervorgegangen). Pyrochlor, ausgezeichnet durch farbige Höfe in Flußspat, pleochroitische in Biotit. Losit, dies anscheinend neue Mineral, überwuchert und verdrängt in den foyaitischen Syeniten zuweilen den Nephelin. Es ist faserig // $c = a$, einachsigt, $\omega - \varepsilon = 0,011 - 0,012$, $\omega = 1,51$ ca.; die Fasern parallel zum Nephelin orientiert. Keine Zersetzung bis 400°, gelatiniert leicht mit Säuren, gehört vermutlich zur Cancrinitgruppe. Von sonstigen Gemengteilen seien nur erwähnt: Rinkit, Astrophyllit, Flußspat, Bleiglanz, Hydronephelin.

Über die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine vergl. die Analysen a—f dies. Jahrb. 1908. I. -227- und No. 2, dies. Jahrb. 1907. II. -415- und unten No. 1.

II. Nephelin-Syenite und Monzonite mit schwarzem Amphibol.

1. Nephelinsyenit mit Hastingsit und Augit. Gemengteile sind: grauer homogener oder weißlicher albithaltiger Feldspat, meist körnig,

seltener tafelig; rötlicher Nephelin, meist automorph; gelber Titanit; schwarzer Barkevikit (übergehend in Hastingsit); wenig Titanomagnetit, Pyrit, Flußspat, Pyrochlor. Nach der Struktur werden mikrosyenitische und pegmatitische unterschieden, in letzteren ist der Nephelin zuweilen durch Hydronephelin und Hydrargillit pseudomorphosiert.

2. Hololeukokrate Nephelinsyenite. Sie bilden vielleicht nur Gänge. Die spärlichen dunklen Gemengteile sind Hastingsit, Ägirinaugit, Biotit, Hjortdahlit, Zirkon, Pyrochlor, meist mit Titanomagnetit zusammen gruppiert. In pegmatitartigen Gesteinen dieser Art (zuweilen mit symmetrischer Anordnung der Gemengteile) findet sich Wöhlerit mit Pseudolävenit, in anderen auch viel Zirkon und Pyrochlor.

3. Syenite und Mikrosyenite mit Hauyn. Nephelinarme oder -freie, hauynreiche Gesteine; vorherrschender Gemengteil ist in einigen Diopsid, in anderen Hornblende oder Biotit. Neben Orthoklas erscheint stellenweise ein saurer Plagioklas (bis Andesin).

4. Nephelin-Monzonite und -Mikromonzonite mit Nosean. Unter den Feldspaten erscheint hier auch Labrador, und zwar mit Einschlüssen von Orthoklas mit einer myrmekitartigen Zone zwischen beiden. In den dunklen Gemengteilen ähnlich mannigfaltig wie 3., alle Gemengteile scheinen fast gleichzeitig auskristallisiert, im ganzen herrscht große Ähnlichkeit mit gewissen Mikrosyeniten der Somma-Tuffe. Die dunklen Gemengteile bilden mit Titanit, Titanomagnetit und Melanit kleine Konkretionen.

Minerale von II. Der Orthoklas zeigt ungefähr auf (100) einen bläulichen Lichtschein, auf (010) + 8° Auslöschungsschiefe, optische Achsen in (010), $2E = 100^\circ$ ca. um a ; wenn er getrübt ist, kann man feine, nach (010) verzwilligte Lamellen von Albit in ihm erkennen, milchweiße Stücke zeigen völlige Albitisierung. Die Amphibole sind meist braun mit grünen Rändern, a gelb, b braun bis braungrün, c bräunlichgrün, Auslöschungsschiefe bis 30°, in den braunen Partien die optischen Achsen in (010), $2E$ bis 90°, in den grünen fast optisch einachsigt, stark dispergiert, bald in (010) bald senkrecht dazu; die letzteren Partien haben also die Eigenschaften des Hastingsit. Wöhleritzwillinge nach (100) fallen in Schnitten senkrecht zur spitzen Bisektrix durch die ungleiche Doppelbrechung auf. Pseudolävenit wird ein unbekanntes, dem Lävenit optisch ähnliches, aber nicht gleiches Mineral benannt. Hjortdahlit bildet polysynthetisch verzwilligte Körner und Tafeln // (100); das Maximum der Auslöschungsschiefe (ca. 25°) zu c erscheint in Schnitten annähernd \perp zur spitzen Bisektrix.

Über die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine vergl. unten, Analyse 2—4.

III. **Schmale Gänge.** Leukokrate Gänge sind häufiger als melanokrate. Pulaskit erscheint im Hauynsyenit; er besteht fast ganz aus Orthoklas, mit wenig Ägirin, Titanit, zuweilen etwas Hornblende (Analyse 5). Mikro-Nephelinsyenite kommen vor mit Biotit, ebenso mit Ägirin und mit Hornblende. Andere Gänge sind Nephelinaplit (Analyse 6, sehr feinkörniger Analyse 7) (granulitisches Gemenge fast nur von Orthoklas, Nephelin und Sodalith),

Sodalithaplit, Tinguait (z. T. ohne Nephelin, aber mit reichlichem Sodalith und Analcim, Analyse 8); alkalireicher scheint ein Tinguait zu sein, der reichlich Rosenbuschit, Arfvedsonit und Cancrinit, auch etwas Flußspat, Astrophyllit und Katapleit führt.

Von melanokraten Gängen finden sich: Mikroshonkinit (Einsprenglinge von Augit in einer Grundmasse von Hastingsit, Titanomagnetit, Titanit und jüngerem Orthoklas und wenig Nephelin; Struktur ähnlich den Apliten. In der chemischen Zusammensetzung (Analyse 9) nähern sie sich dem Theralith von Martinsdale. An Jacupirangit erinnern Gesteine, die sehr feinkörnig und fast ganz melonokrat sind, aber kein Erz und Perowskit führen (Analyse 10, ähnlich der des Hauynophyrs des Vulkans Etinde).

Monzonitische Gänge sind ausgezeichnet durch große Einsprenglinge von Andesin (gelegentlich mit vielen Einschlüssen von Sodalith) und Apatit in feinkörniger Grundmasse von Orthoklas, Oligoklas, viel Biotit, Titanit und Titanomagnetit, lokal etwas Hornblende, Augit, sehr reichlich Magnetkies und Pyrit (Analyse 11). Als Topsailit wird nach der Fundstelle eine Gangmasse bezeichnet, welche viele Einsprenglinge von Plagioklas (Andesin bis Labrador) enthält, daneben solche von Apatit, Titanomagnetit, Augit in einer Grundmasse von saurem Plagioklas, Mikroklin, Biotit, Titanit, etwas Barkevikit und Augit. Es ist nach der Analyse 12 etwas tephritähnlich. Essexitischer Mikro-gabbro ist ein Gemenge von Augit, Biotit, Barkevikit, Titanomagnetit, Apatit und Bytownit (Orthoklas und Nephelin fehlen fast ganz) (Analyse 13).

Gänge von Camptonit und Monchiquit sind mehrfach beobachtet. Ein gemischter Gang besteht am Salband aus Tinguait mit Einsprenglingen von Orthoklas, Nephelin, Titanit, Barkevikit und z. T. in Ägirin umgewandeltem Augit in ägirinreicher, orthoklasarmer Grundmasse (Analyse 14). Die basaltisch erscheinende Gangmitte enthält Einsprenglinge von Olivin in einer Grundmasse von Augit- und Barkevikit-Mikrolithen, die poikilitisch in Orthoklas gebettet sind (Analyse 15).

IV. Von **Zersetzungsprodukten** ist Laterit allgemein verbreitet und zusammen mit wasserhaltigem Tonerdesilikat zu wahren Lagerstätten fast eisenfreien Aluminiumerzes gehäuft. Bei der Lateritbildung ist die ursprüngliche Struktur nur noch undeutlich zu erkennen, das Gestein wird zellig, die Zellwände bestehen aus faserig-blättrigem Hydrargillit, in den Zellen liegt hier und da etwas amorphes Aluminiumhydrat. (Unvollständige) Analyse eines solchen Gesteins unter 16. Bei der Neubildung von Aluminiumsilikat wird das Gestein ebenfalls zellig, enthält aber hier und da knollige Massen von Allophan (unvollständige Analyse 17), kristalline Bildungen fehlen. Über die Verbreitung der beiderlei Vorgänge fehlen bisher Beobachtungen, beide können aber an derselben Stelle vor sich gehen. Auf biologischen Faktoren beruht die Phosphatisierung. Derartige Gesteine erscheinen breccios, zerfressen, gelbbraun, wachsartig, mit weißem Zement. U. d. M. sind in den braunen Teilen nur undeutlich noch Kristallumrisse zu erkennen, das weiße Zement ist isotrop und zeigt konzentrisch-faserige Anwachsschichten. Nach der Analyse (18) besteht es wesentlich aus Aluminiumphosphat (Redontit)

und ist tonerdereicher als Variscit. Entstanden ist es durch die Einwirkung von Vogelexkrementen (vergl. dies. Jahrb. 1908. I. -227-).

In der Zusammenfassung wird hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung betont die Albitisierung des Orthoklases, die körnigen Gesteinen zwar oft fehlt, in denen mit tafeligen Feldspäten dagegen fast stets begonnen und oft schon vollendet ist. Sie ist nur z. T. ein Verwitterungsvorgang, soll vielmehr, namentlich in den fluorreichen Gesteinen, mit dem Eindringen der Alkalifluoride in Zusammenhang stehen und schon zur Zeit der Bildung der Fluorminerale eingetreten sein. In diesem Zusammenhange erscheint auch der NaCl-Gehalt dieser Gesteine (im Sodalith) von Bedeutung. Durchaus ungewöhnlich ist auch das Vorkommen von Alkalisulfat (im Nosean und Hauyn), das wie auf Madagaskar von Bleiglanz begleitet wird. Im ganzen nähern sich dadurch die pneumatolytischen Begleiter dieser Gesteine mehr als anderer denen der heutigen Vulkane.

Die systematische Stellung mancher der ägrinführenden Gesteinstypen wird durch den Reichtum an Lâvenit, Astrophyllit, Eudialyt und Katapleit eine besondere. Von den syenitischen und monzonitischen Gesteinen mit schwarzem Amphibol werden erstere durch den starken Gehalt an Hauyn und Nosean den Sanidiniten des Laacher Sees vergleichbar, in letzteren macht sich der größere Gehalt an CaO in fast allen, auch den Nebengemengteilen, bemerkbar. Von den Ganggesteinen kommen die Pegmatite und Mikro-Nephelinsyenite und Tinguaita mit beiden Syenittypen vor, erstere haben immer die mineralogische Zusammensetzung desjenigen, mit welchem sie verknüpft sind. Die Nephelin- und Sodalith-Aplite sind nur in den Syeniten mit schwarzer Hornblende beobachtet.

In chemischer Hinsicht fällt für die ganze petrographische Provinz zunächst der niedrige Gehalt an dunklen Gemengteilen in die Augen, zumal wenn man bedenkt, daß die dunklen Gesteine der Masse nach sehr unbedeutend sind. Der Gehalt an SiO_2 schwankt zwischen 61,8 bis 39,88% und ist ohne deutliche Beziehung zum Tonerdegehalt. Die Alkalien steigen bis auf 18% betragen im Mittel aller Analysen 12,4%; $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ schwankt für 16 Gesteine zwischen 0,21 und 0,47, erhebt sich nur in 3 Gesteinen auf 0,68—0,97, der Gehalt an CaO ist stets niedrig. In allen leukokraten Gesteinen ist ein kleiner, in den Analysenzahlen nicht berücksichtigter Gehalt an Fluor vorhanden.

Anhangsweise werden einige basische Eruptivgesteine von der benachbarten Festlandsküste, aus Guinea und von der Haute-Côte d'Ivoire beschrieben. Es ist darüber bereits nach früheren Veröffentlichungen in dies. Jahrb. 1907. II. -414- berichtet. In den Diabasen und Gabbros der ersteren ist namentlich bemerkenswert die Häufigkeit eines monoklinen Pyroxens mit kleinem Achsenwinkel und vielen mikroperthitartigen Einlagerungen von Hypersthen. Von diesen Gesteinen werden auch 8 Analysen mitgeteilt.

An der Côte d'Ivoire und von Liberia treten Gesteine der Charnockit-Reihe in weiter Verbreitung auf (vergl. auch Compt. rend. 150. 18. 1910); es sind Hypersthengranite, welche in quarzhaltige und quarzfreie Norite und schließlich vermutlich in feldspatfreie Hypersthenite übergehen (Analyse 19—22).

Analysen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
Si O ₂	56,88	58,85	55,65	57,46	61,80	57,25	56,68	55,54	40,80	39,88
Al ₂ O ₃	22,60	20,86	20,30	22,34	16,39	22,33	22,60	21,81	17,27	20,33
Fe ₂ O ₃	0,97	1,34	1,28	2,10	3,44	1,39	0,97	1,56	3,15	5,24
Fe O	2,19	1,04	1,73	2,16	0,48	1,97	2,19	2,15	9,32	7,60
Mg O	0,56	0,36	0,54	0,46	0,58	0,38	0,56	0,52	5,13	6,48
Ca O	1,33	1,50	2,15	0,91	2,30	1,16	1,33	1,38	10,19	11,51
Na ₂ O	8,30	6,74	9,93	9,84	6,70	9,85	8,30	8,32	6,97	4,64
K ₂ O	5,57	7,01	6,03	4,48	7,04	5,88	5,57	4,73	2,30	2,44
Ti O ₂	0,29	0,50	—	—	—	—	0,29	—	2,02	0,95
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,10	0,17	0,57	0,04	0,08	0,06	—	—
Cl	0,34	0,60	0,79	0,06	—	—	0,34	0,50	0,14	0,43
Glühverl. . .	0,98	1,15	1,00	0,42	0,94	0,32	0,98	2,97	1,96	0,95
S O ₃	—	—	0,85	—	—	—	—	—	—	—

1. Ägirinsyenit von Kassa (der größere Gehalt an CaO und kleinere an FeO beruht wahrscheinlich auf stärkerer Beimischung von Diopsid im Ägirin). (LASSIEUR.)
2. Hastingsit-Nephelinsyenit vom Leuchtturm von Tamara. (LASSIEUR.)
3. Hauynsyenit, Westküste von Tamara. (LASSIEUR.)
4. Hololeukokrater Syenit vom Schulhause von Fotaba. (LASSIEUR.)
5. Pulaskit, Insel Corail. (LASSIEUR.)
6. Nephelinaplit von Topsail. (LASSIEUR.)
7. Nephelinaplit von Kassa. (PISANI.)
8. Tinguait von Topsail. (LASSIEUR.)
9. Mikroshonkinit (grobkörnig) von Topsail. (LASSIEUR.)
10. Mikroshonkinit (feinkörnig) von Topsail. (LASSIEUR.)

	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
Si O ₂	49,50	48,88	43,07	56,54	48,44	1,2	35,0	5,25
Al ₂ O ₃	21,51	20,56	14,14	22,33	16,18	55,2	34,8	25,39
Fe ₂ O ₃	1,13	3,34	3,47	1,43	1,36	6,7	4,4	6,50
Fe O	1,16	5,29	7,21	1,18	6,24	—	—	1,20
Mg O	2,72	3,09	8,55	0,75	7,13	Spur	Spur	0,24
Ca O	6,70	8,34	12,26	1,94	8,68	Spur	Spur	2,12
Na ₂ O	6,05	4,75	4,60	8,39	5,18	—	—	1,06
K ₂ O	1,30	2,56	2,70	5,20	3,84	—	—	Spur
Ti O ₂	—	1,69	2,00	0,30	1,39	—	—	1,10
Cl	8,85 ¹	—	—	0,87	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,05	0,73	0,40	Spur	0,21	—	—	33,54
Glühverl. . .	1,36	0,32	1,64	0,62	1,82	28,4	21,0	23,60
S O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—

¹ Ist FeS.

11. Mikromonzonit von Topsail. (LASSIEUR.)
12. Topsailit von Topsail. (LASSIEUR.)
13. Essexitischer Mikrogabbro von der Insel Corail. (LASSIEUR.)
14. Gemischter Gang (tinguaitisches Salband), Insel Rouma. (LASSIEUR.)
15. Gemischter Gang (basische Mitte), Insel Rouma. (LASSIEUR.)
16. Hydrargillit von Tamara. (ARSANDAUX.)
17. Allophan von Tamara. (ARSANDAUX.)
18. Phosphorit von der Insel Corail. (STOYANOFF.)

	19.	20.	21.	22.
SiO ₂	71,80	59,50	53,50	54,33
Al ₂ O ₃	14,10	18,71	15,20	11,43
Fe ₂ O ₃	1,10	2,32	5,40	6,10
FeO	1,08	3,96	6,93	7,47
MgO	0,39	3,49	4,95	11,70
CaO	2,20	5,10	5,60	4,25
Na ₂ O	4,17	3,82	4,35	3,52
K ₂ O	4,11	1,18	0,95	0,59
TiO ₂	0,26	1,68	2,25	0,13
P ₂ O ₅	—	0,07	0,09	0,06
Glühverl.	0,60	0,60	0,50	0,60

19. Hypersthenarmer Granit vom Berge Gbon. (PISANI.)
20. Biotitfreier Hypersthengranit, Fuß vom Mont Zan bei Zagoué. (PISANI.)
21. Norit mit monoklinem Pyroxen, Mont Momy. (PISANI.)
22. Hypersthenreicher Norit, Zoanlé. (PISANI.) **O. Mügge.**

Nordamerika. Mexiko.

E. S. Moore: The differentiation of Keweenawandibases in the vicinity of lake Nipigon. (Journ. of Geol. **19**. 1911. 429—438. 4 Textabb.)

Nördlich des Lake Superior bis über den Lake Nipigon hinaus enthält die Keweenawan-Formation Diabase, die wahrscheinlich alle gleichalterig und mit dem großen, mandelförmigen Basaltvorkommen von Keweenaw Point sowie mit dem Duluth-Gabbro etc. in genetischen Zusammenhang zu bringen sind. Zwischen Sandstein, Tonschiefer und dolomitischen Kalken finden sich intrusive Batholithe, Gänge und walförmige Apophysen („Logan sills“) von basischem Massengestein mit ophitischer, z. T. poikilophtischer Textur und häufig mit Kolumnarstruktur. An der Zusammensetzung des Diabases nehmen hauptsächlich Labradorit, Augit oder Diopsid und Ilmenit oder Magnetit teil, Olivin kommt in einigen, Quarz in einigen anderen Fällen hinzu. Diejenigen Augitkristalle, welche verzwilligt sind, haben im Gegensatz zu den isometrisch umgrenzten einfachen Kristallen Leistenform ähnlich den Feldspäten. Gelegentlich ist um Magnetit, der ursprünglich von Augit umwachsen

war, sekundär eine radialstrahlige Zone von Aktinolith ausgebildet worden. Als Umwandlungsprodukte des Diopsides erscheinen neben Amphibol stellenweise auch Magnetit und Hämatit.

Bereits von COLEMAN wurden Pikrite und saure Gänge als Differentiationsprodukte der dortigen Diabase beschrieben. Verf. untersuchte besonders die Aufschlüsse von Haystock Mountain, wo stellenweise eine außerordentliche Anreicherung von Magnetit (Einwirkung auf den Kompaß), stellenweise auch hellfarbene Gänge von einer Breite bis zu einem Fuß vorkommen. Letztere haben häufig Granit-Charakter und sind feinkörniger als der Diabas. Ihre Mikropegmatitmasse nimmt 90% des Gesteines ein und besteht zu $\frac{2}{3}$ aus Feldspat und zu $\frac{1}{3}$ aus Quarz. Dazu kommen 10% Hornblende und wenig Magnetit und Hämatit. Andere dortige Gänge sind als Syenit, Augitsyenit und Monzonit zu bezeichnen. Interessante pegmatitische Gänge füllen die Zwischenräume der Diabasporphyritsäulen von Flat Rock Portage aus. 10% Quarz und 80% Kalknatronfeldspat mit sehr schöner Zonarstruktur, innen Ca-reicher, sind miteinander meist schriftgranitisch verwachsen. Die übrigen 10% des Gesteins kommen auf Epidot [dem Verf. z. T. als primäre Bildung erscheinend (!)], Kaolin und Zeolithen.

Der Art des geologischen Vorkommens zufolge müssen alle Gänge mit einer Ausnahme als Differentiationsprodukte des Diabases aufgefaßt werden. Bei der Verfestigung der am längsten flüssig gebliebenen tieferen Partien dieses Magmas mögen Alkali und SiO_2 -Überschüsse zwischen die bereits ganz verfestigten oberen Diabaspertien emporgedrungen sein. In dem letzterwähnten Fall eines Pegmatitganges mit kalkhaltigen Feldspäten ist das Derivat eines besonders basischen Magmas zu sehen, aus welchem sich anfänglich ein Gestein mit Augit und Olivin als wesentlichen Bestandteilen ausgeschieden hatte.

Wie die Verhältnisse des benachbarten Kobaltdistriktes besser zeigen als die der Lake-Nipigon-Region, sind Magmen mit starker Differentiation regelmäßig erzstockführend oder doch indirekt die Ursache der Bildung von Erzlagern.

Wetzel.

A. F. Rogers: On Corundum-syenite (Uralose) from Montana. (Journ. of Geol. 19. 1911. 748—751.)

Das Gestein ist mittel- bis grobkörnig und hat gneisoide Textur infolge der in Bändern angeordneten Biotite. Neben reichlich vorhandenen perthitisch verwachsenen Mikroklin und Albit treten homogene Orthoklas-, Mikroklin- und Plagioklaskristalle der Menge nach zurück. Der Korund ist graublau, im Mittel 5 mm groß und zeigt die Formen 0001, 11 $\bar{2}$ 0, 10 $\bar{1}$ 1, 22 $\bar{4}$ 3, 88 $\bar{1}$ 63. Er ist oft von einem Feldspataggregat umgeben, in welchem sich auch der vom Verf. gleichzeitig im Amer. Journ. of Science beschriebene Baddeleyit befindet. Subordiniert kommen außerdem Sillimanit, Muscovit und Zirkon vor. Der hohe Al-Gehalt und der niedrige Si-Gehalt räumt dem Gestein die auch in der Mineralvergesellschaftung zum Ausdruck kommende Sonderstellung ein.

Analyse: SiO_2 44,1, ZrO_2 0,5, Al_2O_3 43,7, Fe_2O_3 0,3, FeO 0,9, MgO 0,7, CaO —, Na_2O 4,3, K_2O 5,0, H_2O 0,2; Sa. 99,7.

Wetzel.

G. F. Loughlin: Intrusive Granites and Associated Metamorphic Sediments in Southwestern Rhode Island. (Amer. Journ. of Sc. **179.** 447—457. 2 Fig. 1910.)

Verf. ist durch seine Untersuchungen zu der Überzeugung gelangt, daß alle Granite des südöstlichen Connecticut und des südwestlichen Rhode Island einem einzigen großen Granitbatholith, dem Sterlingbatholith, angehören; sie sind nicht, wie man früher annahm, präcambrisch, sondern haben die als carbonisch aufgefaßten Kingstown-Sedimente metamorphosiert, so daß ihre Bildung in die Zeit der Auftürrung des Appalachegebirges gesetzt werden muß. In dem Gebiet von Westerly und Niantic, R. I., werden der normale Sterlinggranit und die metamorphosierten Sedimente von Gängen eines feinkörnigen Granits, des Westerlygranites, durchsetzt, die strukturell mit dem Sterlinggranit völlig übereinstimmen, mineralogisch sich nur durch höheren Plagioklasgehalt unterscheiden (Quarzmonzonit nach DALE) und daher trotz scharfer Grenzen gegen den Sterlinggranit nur als die jüngste Phase des großen Batholithen bezeichnet werden.

Milch.

G. S. Rogers: Original Gneissoid Structure in the Cortlandt Series. (Amer. Journ. of Sc. **181.** 125—130. 2 Fig. 1911.)

Verf. beschreibt aus den Cortlandt Series (35 miles NO. von der Stadt New York, südöstlich von Peekskill), die übrigens in weit höherem Grade, als man nach den Beschreibungen von DANA und G. H. WILLIAMS annehmen sollte, saure Gesteine (Granite, Syenite, saure Monzonite) enthalten, primär gebänderte Norite, deren Bänderung auf Differentiation der intrudierten Masse zurückgeführt und mit den bekannten Vorkommen von der Insel Skye und von Ornö verglichen wird. In dem vorwaltenden Biotitnorit mit Hornblende und monoklinem Pyroxen liegen Streifen und Bänder eines feiner körnigen, hellen Norits, der wesentlich aus Feldspaten und Hypersthen besteht. Die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung sind nicht sehr bedeutend.

	I.	II.
Si O ²	46,10	51,49
Ti O ²	2,88	2,26
Al ² O ³	18,66	20,72
Fe ² O ³	3,00	1,80
Fe O	9,58	7,28
Mn O	—	0,13
Mg O	6,71	3,82
Ca O	8,26	6,71
Ba O	Sp.	Sp.
Na ² O	2,57	3,70
K ² O	1,59	2,14
H ² O +	0,18	0,31
H ² O —	0,10	0,10
P ² O ⁵	0,70	0,15
S	0,18	0,11
Sa.	100,51	100,72

Anal. G. S. ROGERS G. S. ROGERS.

- I. Biotitnorit, 2 miles östlich von Montrose Point (Kalifeldspat, Labradorit, Biotit, Hypersthen, Apatit, Ilmenit, Magnetit; Hessose, Symbol II. 5. 4. 3).
- II. Norit, $1\frac{1}{2}$ miles südlich von Peekskill (Kalifeldspat, Andesin, Hypersthen, wenig Biotit, Apatit, Ilmenit, Magnetit; Andose, Symbol II. 5. 3. 4). **Milch.**

Contribution to the Geology of New Hampshire:

IV. **L. V. Pirsson and Wm. North Rice**: Geology of Tripyramid Mountain. (Amer. Journ. of Sc. 181. 269—291. 6 Fig. 1911.)

V. **L. V. Pirsson**: Petrography of Tripyramid Mountain. (Amer. Journ. of Sc. 181. 405—431. 1 Fig. 1911.)

1. Der Tripyramid Mountain, im südlichen Teil der White Mountains in der Township Waterville in New Hampshire dicht bei dem Schnittpunkt von 44° N. und $71^{\circ} 30'$ W. gelegen, baut sich auf einem Sockel von Granit, der auch die Umgebung zusammensetzt, auf aus konzentrisch angeordnetem, von außen nach innen und somit auch von unten nach oben aufeinanderfolgendem Gabbro, Monzonit und Syenit, der den Gipfel bildet. Mit dem Gabbro tritt in einem Teil des Gebietes Norit auf. Alle Gesteine werden von aplitischen Gängen durchsetzt; lamprophyrische Gänge finden sich nicht häufig im benachbarten Granit, hingegen sind schmale, feinkörnige Gänge eines „Mikrogabbro“ in den basischen Gesteinen recht verbreitet.

Die Verf. fassen das ganze Vorkommen über dem Granitsockel als einen Lakkolithen auf, der sich zwischen die obere Grenze des Granits und den überlagernden Glimmerschiefer eingepreßt und diesen domförmig aufgewölbt hat; am Tripyramid Mountain ist der Schiefer jetzt durch Erosion entfernt, findet sich aber in geringer Entfernung in Verbindung mit dem Granit. Für die Annahme eines domförmigen Lakkolithen spricht auch die Klüftung, die ohne Rücksicht auf die Gesteinsbeschaffenheit parallel der Oberfläche der Kuppel verläuft.

Während die ganze konzentrische Anordnung der Gesteine auf eine Differentiation eines einheitlichen Magmas hinweist, gestatten eine Reihe von Beobachtungen jedoch nicht, nur eine einzige einheitliche Intrusion anzunehmen: die scharfe, eckige und winkelige Grenzfläche zwischen den verschiedenen Gesteinen, schwache Andeutungen eines endomorphen Kontakts an der Grenze zwischen Monzonit und Syenit (an der Grenze erscheint der Syenit in einer Zone von einigen Zentimetern Dicke etwas feinkörnig und reicher an Hornblende) und das Vorkommen von Syenitgängen im Monzonit. Die Verf. nehmen daher eine Bildungsweise an, die Differentiation in einer einheitlich intrudierten Masse und das Auftreten verschiedener Intrusionen gewissermaßen vereinigt. Es bildete sich zunächst ein aus einem Monzonitmagma bestehender Lakkolith, dessen äußere Partien durch Differentiation (nicht etwa durch Einschmelzung) zu einem Gabbro wurden und sich zunächst verfestigten; längs der inneren Grenze des Gabbro erfolgte ein weiteres Aufdringen

etwas abweichend zusammengesetzten Materials; sodann schritt die Differentiation des Monzonites weiter fort und bildete die innerste syenitische Partie, während die Hauptmasse des Monzonites sich verfestigte. Wieder drang an der inneren Grenze der Monzonitmasse Eruptivmaterial, dieses Mal von syenitischer Zusammensetzung, empor, das die Syenitgänge im Monzonit hervorrief; den Schluß bildete der alle jetzt verfestigten Gesteine gangförmig durchsetzende, stärkst differenzierte Aplit. Die Annahme der beiden, auf die Hauptinjektion in kurzen Zwischenräumen folgenden Injektionen, die weder nach Masse noch nach Intensität ausreichten, um die Wirkung der zonaren Differentiation aufzuheben, erklärt alle beobachteten Erscheinungen.

2. Petrographisch ist die wichtigste Erscheinung das Zusammenkommen von typischem Alkalisyenit (Umptekit) mit einem Gabbro, der keinen nachweisbaren Essexitcharakter trägt, während beide Gesteine extreme Differentiationsprodukte eines monzonitischen Magmas sind.

Der Alkalisyenit (Umptekit), ein mittelkörniges, blaß fleischrotes Gestein, besteht zu 80% aus isometrischem Mikroperthit von 1—5 mm Durchmesser, 6,5% Labradorit, 1% Quarz mit 6% schlecht begrenzter, in Prismen von 2—4 mm Länge und 1 mm Dicke auftretender Hornblende, einem braunen, optisch zwischen Barkevikit und Kataphorit in der Mitte stehenden Amphibol, gelegentlich mit einem Augitkern und mit Fortwachsungen in der Richtung der Vertikalen, die von einer blaugrünen, faserigen hastingsitähnlichen Hornblende gebildet werden. Außerdem findet sich noch annähernd 1% Biotit, 4% Eisenerz, 0,5% Apatit. Die chemische Zusammensetzung gibt Analyse I; nach der quantitativen Klassifikation wird das Gestein als Grano-Nordmarkose I. 5. 1. 4 bezeichnet.

Der Monzonit, mittel- bis grobkörnig, weißlich mit herrschendem Feldspat in Körnern und roh tafelförmigen Gebilden von 1—5 mm Durchmesser (80%), gesprenkelt durch schwarzbraune, zersetzte Hornblende (12%), durchaus an den feldspatreichen Monzonit vom Monzoni erinnernd, war nirgends frisch genug zur Analyse. Nach der Rosiwal'schen Methode ergab sich, daß die Hälfte des Feldspats Kalifeldspat (40%), die andere Hälfte Andesin ist. Die Hornblende ist fast stets in Chlorit und Epidot umgewandelt; spärliche Reste erweisen sich als gemeine Hornblende, die bisweilen Kerne von Augit verschließen.

Der Norit mittelkörnig, grau, gesprenkelt, besteht zu 56,5% aus Plagioklas von schwankender Zusammensetzung zwischen basischem Andesin und basischem Labradorit, 3% Kalifeldspat, 3% Quarz, 10% Hypersthen, 5,6% Augit, 6% Biotit, 11% Eisenerz, 4,4% Apatit. Die Struktur wird beherrscht durch große, tafelförmige Feldspate, deren Zwischenräume durch kleinere Feldspate und die übrigen Mineralien erfüllt werden; bisweilen kommt auch der Augit in großen, unregelmäßigen Gebilden vor, die Erze, Apatit, Biotit und sogar Labradorit einschließen. Die chemische Zusammensetzung gibt Analyse II; nach der quantitativen Klassifikation ist das Gestein Grano-Andose mit dem Zeichen II. 5. 3. 4.

Der Gabbro ist mittel- bis grobkörnig, dunkelgrau bis schwarz und besteht vorherrschend aus großen Feldspattafeln von der durchschnittlichen

Zusammensetzung der Labradoritreihe (63%); in benachbarten Zwillinglamellen nach dem Albitgesetz wechselt das Verhältnis Ab : An. Der Pyroxen ist blaßbraun, $c : c = 40^{\circ}$ (14%); das Gestein enthält ferner 10% Olivin, 5% Biotit, 6,7% Eisenerz, 1,3% Apatit. Die chemische Zusammensetzung gibt Analyse III; sie weist ebenso wie der mikroskopische Befund auf feldspatreichen Gabbro ohne Essexitzüge. Grano-Hessose mit dem Zeichen II. 5. 4. 3.

Die aplitischen Gänge sind sehr feinkörnig mit stark wechselndem Quarzgehalt, der bis zum Verschwinden zurücktreten kann, in anderen Gängen aber sehr reichlich ist; die Gänge werden daher als Quarz-Syenitaplite bezeichnet. Der Kalifeldspat enthält nur sehr wenig mikroperthitische Partien.

Von lamprophyrischen Gängen wurden nur schmale Gänge im Gabbro der Black Cascade und ein Vorkommen unmittelbar an der Grenze im Granit der Norway Rapids (Camptonit) gefunden. Das Gestein der Gänge von der Black Cascade ist feinkörnig, tiefdunkel grüngrau mit spärlichen großen Feldspateinsprenglingen; diese nach säulenförmigen Gebilde sind ebenso wie die sehr kleinen dick tafelförmigen Grundmasse-Feldspate Labradorit. Kalifeldspat ist in geringer Menge vorhanden; zwischen den Feldspateleistchen finden sich bisweilen Feldspatvertreter, Nephelin, teilweise wohl auch Sodalith. Von farbigen Gemengteilen sind Augit, Olivin, Biotit, Eisenerz, Apatit vorhanden (Analyse IV).

Der Gang von den Norway Rapids bestand ursprünglich, von Apatit und Eisenerz abgesehen, aus brauner barkevikitischer Hornblende und Plagioklas (Labradorit?); die Hornblende ist aber fast ganz gebleicht und in Chlorit mit Epidot und Titanit, der Plagioklas in Skapolith und Granat umgewandelt. Die chemische Zusammensetzung (Analyse V) zeigt, daß hier mehr eine molekulare Umlagerung als eine Verwitterung vorliegt.

Nach der quantitativen Klassifikation gehören beide Gesteine in die Abteilung II. 5. 3. 4 und werden als Grano-Andose resp. Hornblende-Grano-Andose bezeichnet; nach der qualitativen Klassifikation auf genetischer Grundlage macht ihre Stellung Schwierigkeiten. Verf. würde das Gestein von der Black Cascade am liebsten als feinkörnigen Essexit, das von den Norway Rapids als Camptonit bezeichnen.

In einem abschließenden Abschnitt bespricht Verf. das Zusammenkommen von Alkalisyenit mit Gabbro vom Habitus der Kalk-Alkali-Reihe und erklärt diese Vergesellschaftung durch die Mittelstellung des gemeinschaftlichen Stammagmas, des Monzonits. Diese Deutung erscheint dem Ref. besonders unter Berücksichtigung der Verhältnisse in Südtirol durchaus richtig; andererseits vermag er in dem Auftreten basischer Spaltungsprodukte, die kein typisches Alkalimineral enthalten, obwohl sie in engster genetischer Beziehung zu Alkalimagmen stehen, keine besondere Schwierigkeit, noch weniger einen Grund gegen die „genetische qualitative Klassifikation“ zu sehen; die basischsten (und unter bestimmten Bedingungen auch die sauersten) Glieder beider Reihen müssen sich notwendig nähern und können durch Konvergenzerscheinungen sogar chemisch und mineralogisch völlig übereinstimmen. [Ref.]

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ²	62,12	48,67	47,82	50,75	50,59
Ti O ²	0,84	2,12	2,00	3,05	2,60
Al ² O ³	17,57	16,88	19,99	17,31	17,74
Fe ² O ³	2,16	4,98	2,10	2,08	3,54
Fe O	2,59	6,37	6,48	8,13	7,45
Mn O	Sp.	—	Sp.	Sp.	Sp.
Mg O	0,86	4,62	4,94	3,48	3,92
Ca O	2,37	8,63	11,65	6,77	6,85
Na ² O	6,78	3,85	3,51	4,14	4,25
K ² O	4,79	1,26	0,67	2,87	2,79
H ² O +	0,48	0,32	0,21	0,56	0,55
H ² O —	0,09	0,02	0,07	—	—
P ² O ⁵	0,23	1,85	0,56	0,10	0,27
	100,88	99,57	100,00	99,24 ¹	100,55

Anal.: C. J. MONAHAN R. W. LANGLEY C. J. MONAHAN

- I. Syenit, var. Umptekit, Tripyramid Mt.
 II. Norit (Andose), Slide Brook, Waterville, N. H.
 III. Olivingabbro (Hessose), Black Cascade, Slide Brook, Waterville, N. H.
 IV. Ganggestein, feinkörniger Essexit? (Andose), Black Cascade, Slide Brook, Waterville, N. H.
 V. Ganggestein, Camptonit? (Andose.) Norway Rapids, Slide Brook, Waterville, N. H. **Milch.**

Th. L. Watson and J. H. Watkins: Association of Rutile and Cyanite from a New Locality. (Amer. Journ. of Sc. **182.** 195—201. 3 Fig. 1911.)

Die Verf. beschreiben aus den präcambrischen kristallinen Schiefen von einem kleinen, 12 miles NW. von Charlotte Courthouse im äußersten NW. von Charlotte County, Virginia, als Einlagerung in einem dünnschieferigen, hellen Quarz-Sericitschiefer einen Quarz-Cyanitschiefer, in dem alle Übergänge zwischen einem Quarzitschiefer und einem fast quarzfreien Cyanitschiefer auftreten. Der Cyanit findet sich in grünen und blauen bis farblosen Prismen bis zu 2 inches Länge und $\frac{1}{2}$ inch Breite, er ist oft in Kaliglimmer umgewandelt und enthält vielfach und in beträchtlicher Menge Rutil in Kristallen und Körnern, der auch, wenn auch nicht so häufig, sich im Quarz findet. Die drei Mineralien scheinen gleichalterig zu sein; Eruptivgesteine finden sich erst in weiter Entfernung und Pegmatite und Quarzadern fehlen dem ganzen Gebiet; die Verf. betrachten daher dieses Gestein wie die umgebenden Schiefer als dynamometamorph veränderte Sedimente. **Milch.**

¹ Nicht 99,14.

Th. L. Watson: An Association of Native Gold with Sillimanite. (Amer. Journ. of Sc. 183. 241—244. 2 Fig. 1912.)

Ein Glimmerschiefer mit einem Pegmatitgang, der den Glimmerschiefer kontaktmetamorph beeinflußt hat und wohl auch Teile des Glimmerschiefers in sich aufgenommen hat, so daß beide Gesteine durch Übergänge verbunden scheinen, enthält in den schieferigen Partien eines Vorkommens vom Coosa Creek, 4—5 miles südlich von Blairsville, Union County, Georgia, Freigold in sehr beträchtlicher Menge, das in Körnern mit Quarz und Feldspat verwachsen und auch mit den übrigen Mineralien wie Granat und Sillimanit eng verbunden sowie den Spaltungsrissen der Glimmer eingelagert auftritt. Da sich das Gold in Klüften und Sprüngen der primären wie der durch Metamorphose entstandenen Minerale findet, ist es offenbar jünger als diese, und da es keinerlei Beziehungen zu dem nur spärlich und durchaus frisch auftretenden Eisenkies aufweist, nimmt Verf. an, daß es durch die den Pegmatit bildenden Lösungen in das Nebengestein eingeführt und als gediegenes Gold ausgeschieden wurde. **Milch.**

Zentral-Amerika. Süd-Amerika.

T. A. Bendrat: Geologic and Petrographic Notes on the Region about Caicara, Venezuela. (Amer. Journ. of Sc. 181. 443—452. 1 Fig. 1911.)

Das Gestein des vom Verf. in dem Inneren Venezuelas westlich vom El Caura-Distrikt längs beider Ufer des Orinoco untersuchten Gebietes, der Umgebung von Caicara, besteht aus porphyrtartigem Granit und porphyrisch struierem Orthogneis, die nach Ansicht des Verf.'s in einem genetischen Zusammenhang stehen; der Plagioklas des Granits, der in erheblicher Menge vorhanden ist, wird als Labradorit bezeichnet. Beide Gesteine werden von Quarzgängen mit den Anzeichen pneumatolytischer Entstehung und von Pegmatitgängen durchsetzt; das Streichen der beiden Arten der Gänge bildet einen rechten Winkel.

Auf dem Gneis und Granit liegt der Laterit; ein plastischer, grauer Ton, solange er vom Wasser bedeckt ist, geht er in einen harten, „zelligen Brauneisenstein“ über, sobald er austrocknet; bisweilen wird er durch ein Konglomerat mit eisenschüssigem Cäment ersetzt. Überlagert wird der Laterit von den „Upper Llanos Beds“, die gewöhnlich diskordant auf dem Laterit liegen und aus eisenreichem Ton, Lehmen und Sanden bestehen. **Milch.**

T. A. Bendrat: Geologic and petrographic notes on the region about Caicara, Venezuela. (Journ. of Geol. 19. 1911. 238—248. 3 Textabb.)

Verf. beschreibt die Gegend westlich des sogen. El Caura-Distriktes, in welcher als älteres Gebirge Granit, Gneis und Sandstein angetroffen wurden, die meist von jüngeren Bildungen überlagert werden, und zwar von den „Sa-

vannen-Ablagerungen“ und von Alluvium des Orinoko-Stromgebietes. Unter den Savannenablagerungen werden Laterite einerseits und die „oberen Llanosablagerungen“ PASSARGE's, bestehend aus Sand, Lehm und Ton, andererseits zusammengefaßt (zu vergl. sind die Ausführungen des Verf.'s in Pet. Mitt. 56. 1910).

Der petrographische Teil der Arbeit beschäftigt sich a) mit dem Granit, b) mit dem Gneis des älteren Gebirges. Die drei Fundplätze des Granits dürften angesichts des gleichbleibenden petrographischen Befundes zu einem elliptischen Areal zu vereinigen sein. Die genauere Bezeichnung des Gesteines hat Quarz-Monzonitporphyr zu lauten. Häufigste Einsprenglinge sind Quarze (mit Zirkon- und Flüssigkeitseinschlüssen), dann folgen der Häufigkeit nach Feldspäte, und zwar Orthoklas, Mikroklin, Albit, am spärlichsten Labradorit und Biotit (mit Apatit- und Titaniteinschlüssen) oder an seiner Statt Hornblende mit Apatit- und Magnetiteinschlüssen. Quarz sowohl wie Feldspäte sind durch Zonarbau ausgezeichnet, sei es infolge konzentrischer Anordnung von Einschlüssen, sei es infolge zonenweis verschiedener Auslöschung. Das Gestein zeigt Spuren von dynamischer Beanspruchung und von Verwitterung.

Auch der an Masse den Granit überwiegende Gneis kommt an drei verschiedenen Fundplätzen mit gleichem Typ vor. Auch er ist porphyrisch und besteht aus einer Mikroklin-Plagioklas-Quarzgrundmasse mit „Pegmatit“- (Quarz + Feldspat), Feldspat- und Biotiteinsprenglingen. Akzessorisch finden sich Magnetit, Granat und seltener Hornblende und Pyroxen. Sekundär haben sich Hämatit und Chlorit gebildet. Der Quarz enthält Einschlüsse von Zirkon, Apatit und Titanit, den Feldspäten ist parallel ihren Spaltflächen Magnetit eingelagert.

Beide Formationen werden von NS. streichenden Quarzgängen und in einem Fall von einem ebenso streichenden Gange amphibolitischen Gneises, sowie von OW. streichenden Pegmatitgängen durchsetzt. **Wetzel.**

Pazifisches Gebiet.

R. A. Daly: Magmatic differentiation in Hawaii. (Journ. of Geol. 19. 1911. 289—316. 1 Kartenskizze im Text.)

Die Analysen des typischen hawaiischen Basaltes können als Durchschnittsanalysen für die Basalte der Erde gelten — eine Abweichung nach der femischen Seite ist unmerklich gering.

Während die leichtflüssige, mit sehr hoher Temperatur emporkommende Kilauea-Lava keine Differentiation zeigt, unterliegt die Maunakea-Lava einer gravitativen Differentiation. Der Kraterberg besteht unten aus Olivinbasalt. In 6000—12 000 Fuß Höhe findet sich olivinärmer Basalt mit Verwandtschaft zum Augitandesit. Diesem ist eine pilotaxitisch-diabasische Grundmasse eigen. Seine Plagioklase zeigen Zonarbau. Noch weniger femisch sind einige Lavaströme und Aschenkegel in 13 000 Fuß Höhe, die als Trachydolerit (Analyse a) zu bezeichnen sind, namentlich angesichts ihres Orthoklas-

gehalten, während die chemische Zusammensetzung derjenigen andesitischen Basalte am nächsten kommt.

Als ultrafemisch innerhalb der Hawaii-Gesteine erscheint der Wehrlitporphyr des Uwekahuna-Lakkolithen (Analyse b). Eigenartige femische Ausscheidungen, die ebenfalls vom Standpunkte der Differentiationshypothese aus erklärt werden, sind in der Mauna-Kea-Lava die aus Olivin, Diallag, Anorthit und Erz zusammengesetzten Knollen; die im oben erwähnten Trachydolerit und andesitischen Basalt vorkommenden Knollen (Durchmesser bis 10 cm) sind als lherzolitische Segregationen zu bezeichnen. Unter den Ergüssen des Mauna Loa wurde ein ultrafemischer Olivinbasalt gefunden, der sich 1852 am nordwestlichen Abhang nahe Hilo aus einer seitlichen, basalen Spalte ergossen hat („Hilase“, „Hawaiiare“).

Im Kohaladistrikt sowie bei Puu Anahulu und Puu Waawaa treten ausgesprochene Trachydolerite und phonolithische Trachyte auf; hier hat vielleicht das ursprüngliche Magma vor dem Erguß Sedimentärkalk (Korallenkalk) aufgenommen.

Zwischen dem normalen Basalt von Hawaii und den salischen und alkalireichen Gesteinen finden sich alle Übergänge.

Gültigkeit der Differentiationstheorie wird beansprucht für alle präcambrischen bis rezenten Alkaligesteine (= Differentiationsprodukte von normalen oder auch sekundär verunreinigten basaltischen Magmen); ein weltweit verbreitet gewesenes basaltisches Urmagma ist anzunehmen.

Die Trennung der Massengesteine in eine atlantische und eine pazifische Provinz läßt sich nicht aufrecht erhalten.

Analysen.

	a.	b.	c. Olivineinsprengling in ultrafemischen Olivinbasalt des Mauna Loa von 1852
Si O ₂	50,92	46,59	40,42
Ti O ₂	2,52	1,83	0,08
Al ₂ O ₃	17,59	7,69	0,32
Cr ₂ O ₃	—	0,13	0,18
Fe ₂ O ₃	3,80	2,20	0,15
Fe O	6,69	10,46	11,44
Mn O	0,20	0,18	0,10
Ni O	—	0,12	0,34
Mg O	3,90	21,79	47,08
Ca O	6,97	7,41	0,32
Na ₂ O	4,28	1,33	100,34
K ₂ O	1,86	0,28	
H ₂ O +	0,35	0,04	
H ₂ O —	0,79	0,37	
P ₂ O ₅	0,40	0,11	
	100,30	100,53	

Der Analyse c entspricht folgende Zusammensetzung des Olivins aus Mischungskomponenten:

82,29% Forsterit + 15,94 Fayalit + 0,20 Tephroit + 1,91 Verunrein.

Wetzel.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Salzlagerstätten.

C. Reidemeister: Über Salztone und Plattendolomite im Bereiche der norddeutschen Kalisalzlagerstätten. Diss. Kiel 1911.

Verf. untersuchte chemisch und petrographisch ein Profil, bestehend aus sechs aufeinander folgenden Durchschnittsproben des grauen Salztons von Neustaßfurt, dann je eine Probe aus dem liegenden, mittleren und hangenden Teil des grauen Salztons von Schönebeck und zwei Proben des roten Salztons von dieser Stelle, schließlich eine Salztonschmitze aus dem Hartsalz von Bernerode im Südharzgebiete.

Die Analyse der Neustaßfurter Proben ergab:

Tabelle 1.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Si O ₂	11,20	18,48	39,61	41,72	46,98	29,96
Al ₂ O ₃	5,72	12,64	21,79	18,08	17,68	15,64
Fe ₂ O ₃	1,02	0,89	1,72	2,13	0,37	0,08
FeO	0,24	0,48	1,09	1,42	1,67	1,84
MgO	2,94	1,70	7,85	7,62	9,26	18,01
CaO	28,13	23,57	4,54	6,24	3,28	2,76
NaCl + KCl	5,63	5,12	4,32	5,59	nicht best.	4,18
H ₂ O	5,06	4,58	10,32	7,30	6,94	6,18
CO ₂	1,54	1,76	2,31	1,66	6,70	17,84
SO ₃	38,37	30,41	4,63	6,69	2,32	3,53
Summa	99,85	99,63	98,23	98,44	95,20	100,02

Die Analysenzahlen lassen sich auf Grund der petrographischen Untersuchung folgendermaßen auf Minerale verteilen:

Tabelle 2.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Kaolin	14,51	32,04	55,23	45,82	44,81	39,64
Freie Kieselsäure	4,40	3,54	13,90	20,35	26,08	11,47
Anhydrit	64,17 (0,57 Rest SO ₃)	51,62	7,88	11,37	3,94	6,01
Calcit	3,54	4,00	2,57	2,77	2,98	0,50
Magnesit	—	—	2,24	0,84	10,33	33,75
Fe ₂ O ₃	1,02	0,89	1,72	2,13	0,37	0,08
FeO	0,24	0,48	1,09	1,42	1,67	1,84
MgO (Rest)	2,94	1,70	6,77	7,22	4,36	1,84
NaCl + KCl	5,63	5,12	4,32	5,59	nicht best.	4,18
H ₂ O (Rest)	3,04	0,12	2,64	0,93	0,71	0,61
Summa	100,05	99,56	98,36	98,46	95,25	99,96

Das Magnesium, soweit nicht als Magnesit gebunden (MgO in Tab. 2), ist wahrscheinlich als $MgCl_2$ und $Mg(OH)_2$ vorhanden.

Trägt man die Mengen Anhydrit, Magnesit, Kaolin und freie Kieselsäure als Funktion der Meterzahlen ein, so zeigt sich eine deutliche Dreiteilung des grauen Salztons von Neustaßfurt, wie es schon von PRECHT angegeben wurde. Verf. charakterisiert die drei Schichten in nachfolgender Weise:

- | | | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|-------------------------------|
| I. Zone (Liegendes vom Salzton):
Der Anhydritgehalt ist vorherrschend, freie Kieselsäure ist wenig vorhanden, Magnesiumcarbonat gar nicht. | } | Anhydritische Schicht. |
| II. Zone (mittlere Schicht vom Salzton):
Der Tongehalt ist vorherrschend, die sandigen Bestandteile nehmen zu, der Anhydritgehalt nimmt ab. Eisen ist sowohl als Oxyd und Oxydul reichlich vorhanden. | } | Tonig-sandige Schicht. |
| III. Zone (Hangendes vom Salzton):
Neben Ton ist Magnesiumcarbonat vorherrschend, freie Kieselsäure tritt reichlich auf. Bemerkenswert ist ein hoher Gehalt von Eisenoxydulsalzen. | } | Magnesitisch-sandige Schicht. |

Besonders auffallend ist der Befund, daß Calcit und Magnesit gesondert, nicht als Dolomit vorkommen. (Nachweis durch die LEMBERG'sche Reaktion mit Aluminiumchlorid). Weiterhin ist das fast geradlinige Ansteigen des FeO-Gehaltes von 0,24—1,84 bemerkenswert.

Die Analysen des grauen Salztons von Schönebeck ergaben:

	1.	2.	3.
Si O ₂	1,56	31,70	23,92
Al ₂ O ₃	3,84	18,24	12,74
Fe ₂ O ₃	0,50	1,72	0,04
Fe O	0,42	0,84	1,76
Mg O	10,18	12,51	19,37
Ca O	30,07	0,62	7,92
Na Cl + K C	3,60	5,78	3,00
H ₂ O	9,08	15,22	7,02
CO ₂	7,08	6,85	18,24
SO ₃	32,73	5,56	5,83
Summa	99,06	99,04	99,84

Dieser Salzton entspricht im großen ganzen dem dreiteiligen grauen Salzton von Neustaßfurt. Wiederum wurde ein fast geradliniges Ansteigen des Eisenoxydulgehaltes beobachtet.

Das Analysenergebnis des roten Salztons von Schönebeck und der grünen Gallen in demselben war folgendes:

	Roter Salzton	Grüne Gallen im roten Salzton		Roter Salzton	Grüne Gallen im roten Salzton
SiO ₂ . .	44,96	47,78	Tonerdesilikat (Kaolin)	44,81	40,61
Al ₂ O ₃ . .	17,68	16,02	Freie Kieselsäure . .	24,06	28,84
Fe ₂ O ₃ . .	2,12	0,37	Anhydrit	16,46	14,48
FeO . .	0,91	1,00	Calciumcarbonat . . .	1,45	3,08
MgO . .	5,44	6,16	Magnesiumcarbonat .	—	—
CaO . .	7,60	7,70	Fe ₂ O ₃	2,12	0,37
Alkalien .	nicht bestimmt		FeO	0,91	1,00
H ₂ O . .	7,00	6,72	MgO	5,44	6,16
CO ₂ . .	0,64	1,35	Alkalien	nicht bestimmt	
SO ₃ . .	9,68	8,51	H ₂ O (Rest)	0,77	1,07
Summa	96,03	95,61		96,02	95,61

Der Unterschied des roten Tons und der grünen Gallen liegt danach nur im Zurücktretten des Eisenoxyds in den letzteren.

Der graue Salzton von Bernterode (bis zu 30 m mächtig im Gegensatz zu dem 4—10 m mächtigen aus dem Staßfurter Bezirk) wurde nur in einer gelegentlichen Schmitze aus dem Hartsalzlager untersucht. Er zeigte sich dort als tonig-sandig mit ziemlich reichlichem Anhydritgehalt (12,49%) und 9,15% Calciumcarbonat.

Bei der petrographischen Untersuchung der Salztonen wurde gefunden, daß die größeren Quarzkristalle (10 $\bar{1}$ 0), (10 $\bar{1}$ 1) und (01 $\bar{1}$ 1) mit einer Länge bis zu 0,39 mm und einer Dicke von etwa 0,1 mm), soweit sie zur Bestimmung taugten, alle rechtsdrehend sind. Verf. hält die gut ausgebildeten Quarzkristalle für Ausscheidungen aus wässriger Lösung, die unregelmäßigen Körner für äolische Bildungen.

Die stengeligen Anhydritkristalle, die in allen untersuchten Salztonen gewissermaßen als Leitmineral angetroffen wurden, sind stets nach a gestreckt. Als zweite Ausbildungsart treten unregelmäßige Körner von Anhydrit auf.

Der Plattendolomit ist besonders im Werragebiet entwickelt als hangende Partie der unteren Zechsteinletten. Unter letzteren versteht Verf. die Schichten vom grauen Salzton aufwärts bis zu den oberen Zechsteinletten ausschließlich. Im Staßfurter Bezirk kommt der Plattendolomit über dem jüngeren Steinsalz vor, im Werragebiete tritt das Steinsalz zwischen dem Plattendolomit und dem grauen Salzton zurück. Die petrographische Untersuchung der Plattendolomite (von A. JOHNSEN) zeigte einen wesentlichen Gehalt an Dolomitaggregaten von unregelmäßigen Körnern mit oft deformiertem Achsenbild 2E ca. 20° (negativ), weiterhin Anhydrit in stengeliger Ausbildung, jedoch hier nach c gestreckt, wahrscheinlich infolge der Abscheidung aus kohlenaurer Lösung, schließlich Gips oft pseudomorph nach Anhydrit. Der Plattendolomit weist chemisch besonders mit der hangenden Schicht des grauen Salztons Ähnlichkeit auf.

H. E. Boeke.

E. Geinitz: Zur Geologie des Lübtheener Gebirgszuges. (Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg. 1911. **65**. 65—70.)

Verf. beschreibt eine Rutschfläche zwischen Steinsalz und Carnallit parallel zu der senkrecht stehenden Auflagerungsfläche. Kataklastische Erscheinungen zeigten sich im Dünnschliff nur sehr untergeordnet.

Auch im schwarzen Streifen im Steinsalzmittel zwischen den beiden Lübtheener Carnallitlagern kommen Rutschflächen vor. Das Material dieses schwarzen Streifens wird als dolomitischer Sapropel bezeichnet. In dem schwarzen Streifen wurden Steinsalzkristalle gefunden, die durch ihr skelettartiges Wachstum und die Toneinschlüsse auf eine Bildung in einem flachen, austrocknenden Wasser mit sapropelartigem Bodensatz hindeuten.

Gelegentlich einer Horizontalbohrung wurde bei 600 m Teufe ein Kern von Buntsandstein nachgewiesen, während sonst das Mesozoicum im „Lübtheener Gebirgszug“ gänzlich fehlt.

H. E. Boeke.

H. Stille: Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. (Kali. 1911. **5**. Heft 16 u. 17.)

Verf. verwirft die von R. LACHMANN ausgesprochene Ansicht, daß eine nachdyadische Faltung des deutschen Bodens durch seitlichen Druck nicht stattgefunden habe und die geologische Gestaltung desselben durch Senkungen zu erklären sei. Gegenüber den weiteren Ausführungen LACHMANN'S, daß die Salze unabhängig von tektonischen Kräften eine Aufwärtsbewegung ausgeführt haben (sogen. „Salzkekzeme“) wird ausgeführt, daß diese „Ekzeme“ oft an tektonische Linien des deutschen Bodens geknüpft und ausschließlich zu den Zeiten orogenetischer Vorgänge aufgestiegen sind. Auf die von LACHMANN angenommenen chemisch-physikalischen Ursachen des „Salzauftriebs“ geht Verf. nicht ein.

H. E. Boeke.

B. Forster: Ergebnisse der Untersuchung von Bohrproben aus den seit 1904 im Gange befindlichen, zur Aufsuchung von Steinsalz und Kalisalzen ausgeführten Tiefbohrungen im Tertiär des Oberelsaß. (Mitt. d. Geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen. 1911. **7**. 349—524.)

Verf. bringt eine ausführliche, genaue Untersuchung der Bohrproben der vielen seit 1904 vorgenommenen Salzbohrungen im Oligocän von Oberelsaß. Insbesondere die Bohrergebnisse in der Nähe von Wittelsheim werden äußerst eingehend registriert. Das Oligocän ist hier über 1075 m mächtig und führt eine ca. 600 m mächtige Steinsalzzone mit mergeligen, anhydritischen und dolomitischen Zwischenlagerungen und mit zwei 19 m voneinander entfernten Sylvinitlagern. Das untere Sylvinitlager ist ca. 5 m mächtig, das obere weniger stark.

Die verschiedenen Bohrungen machen es möglich, insbesondere das Gebiet der Sylvinitlager genau abzugrenzen (vergl. Karte im Original). Es fällt

im Westen fast mit der Grenze des Steinsalzes zusammen. Das untere Sylvinitlager nimmt ca. 172 km² ein. Die Grenze des oberen Sylvinitlagers liegt überall innerhalb desjenigen des unteren und umfaßt ca. 84 km². Verf. berechnet das Kalisalzvorkommen zu 1472 Mill. Tonnen mit rund 300 Mill. Tonnen K₂O. (Der Gesamtkaliabsatz Deutschlands im Jahre 1909 betrug 675 331 t K₂O.)

Auffallend sind die vielen Pseudomorphosen nach Steinsalz besonders zu Beginn und am Ende der Salzablagerung und in der Nähe der Sylvinitlager. An der letzteren Stelle sind diese Pseudomorphosen meist rhomboedrisch verdrückt.

Verf. erklärt die sukzessiven Horizonte des Oberelsässer Oligocäns durch eine Reihe von Hebungen und Senkungen und durch die Bildung von Meerbusen resp. von Meeresteilen, die durch eine Barre abgetrennt wurden.

H. E. Boeke.

M. Rozsa: Neuere Daten zur Kenntnis der warmen Salzseen. (Bericht über die physikalische und chemische Untersuchung des Erwärmungsprozesses der Siebenbürger Salzseen. Berlin 1911. 32 p.)

Am südöstlichen Rande des Komitates Maros-Torda in Ungarn, beim Dorfe Szovata, befinden sich 502 m über dem Meeresspiegel neben mehreren kleineren zwei größere Salzseen mit einer Oberfläche von 42 000 m² inmitten eines mannigfach unterhöhlten Salzgebirges. Der eine See, der Bärensee, wurde erst in den 70er Jahren durch starken Regen und Einsturz der Oberfläche gebildet.

Im Sommer 1910 wurde gemessen, daß der Bärensee an der Oberfläche 7,5 % NaCl enthält, bei 2 m Tiefe 24 %, bei 10 m ist das Maximum von 27 % NaCl erreicht und bleibt bis zum Boden (ca. 18 m) bestehen. Die Temperatur war an der Oberfläche ca. 24°, erreichte bei 2 m Tiefe das Maximum von rund 50° und nahm bei größerer Tiefe wieder ab bis 20°. Vor zehn Jahren war das Wärmemaximum im Sommer sogar 71°, im Winter unter dem Eise 32°.

Wie schon ZIEGLER (1897) und später KALECSINSZKY erkannten, werden die hohen Temperaturen des Wassers nur durch aufgespeicherte Sonnenwärme hervorgerufen. Bedingung dazu ist, daß sich über der konzentrierten, stark wärmeabsorbierenden Salzlösung eine Süßwasser- oder wenig salzhaltige Schicht befinde.

Auch die 150 km von den vorigen entfernten Salzseen bei Vizakna wurden vom Verf. in bezug auf Konzentrations- und Temperaturverteilung genau untersucht. Dort, wo das Wasser durch das in diesen warmen Laugen übliche Baden nicht zu sehr durchgerührt wird, findet man überall dasselbe Verhalten wie beim Bärensee, nur qualitativ verschieden je nach der Tiefe des Sees, der Süßwasserzuflüsse, der Möglichkeit seitlicher Salzauslaugung und ähnlichen lokalen Umständen.

Die Wärmeverteilung in den Schichten des Salzwassers richtet sich nach der Jahreszeit und der Witterung. Folgt auf kühle Regentage warmes Wetter, so kommt es zur Bildung eines zweiten Temperaturmaximums über dem ersten.

Eine weitere, gegen die oben geschilderte stark zurücktretende Ursache der Erwärmung tieferliegender Schichten ist das Vorhandensein von schwarzem Schlamm auf dem Boden und an den Seiten der Salzseen.

Auch bei künstlichen geschichteten Chlornatrium-, Chlorkalium-, Alaun- und sonstigen Lösungen in 20 cm tiefen Gefäßen konnte der Verf. durch Sonnenstrahlung Temperaturunterschiede bis über 10° in verschiedenen Tiefen hervorgerufen.

H. E. Boeke.

-
- Zimmermann, E.: Der thüringische Plattendolomit und sein Vertreter im Staffurter Zechsteinprofil, sowie eine Bemerkung zur Frage der „Jahresringe“. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1913. **65**. 357—371.)
- Kossmat, F.: Beitrag zur Tektonik der Kalisalzagerstätte von Kalusz (Ostgalizien). (Jahrb. geol. Reichsanst. Wien. 1913. **63**. 171—193. 4 Fig.)
- Schöndorf, Fr.: Über das Aufsteigen des Salzgebirges. (Kali. 1913. **7**. 481—487. 2 Fig.)
- Naumann, M.: Die sekundäre Entstehung des Borazits der deutschen Zechsteinsalzlager in ihrer Abhängigkeit vom Kieserit. (Kali. 1913. **7**. 442—448. 2 Taf.)
- Werveke, L. van: Stauchungen in der Lettenkohle bei Farschweiler (Lothr.), verbunden mit Abscherungen. Hinweis auf die Salzhorste Norddeutschlands. (Mitteil. d. geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen. 1913. **8**. 221—228. 5 Fig.)
- Die Tektonik des Sundgaues, ihre Beziehung zu den Kalisalzvorkommen im Oberelsaß und in Baden und ihre Entstehung. (Mitteil. d. geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen. 1913. **8**. 235—271. 4 Fig.)
-

Geologische Karten.

Geologische Spezialkarte des Königreichs Württemberg. Blatt Rottweil. Aufgenommen und mit Erläuterungen versehen von M. SCHMIDT.

Von allen württembergischen Blättern sind allein auf diesem die Stufen der Trias vom Buntsandstein bis hinauf zur waldegekrönten Liasebene mit allen Schichtgliedern vollständig entwickelt. Seit den Zeiten, da durch F. v. ALBERTI die Gegend von Rottweil ein klassischer Boden für die Kenntnis der Triassedimente geworden, ist sie wiederholt von HAAG, ZELLER und zuletzt von H. FISCHER untersucht, der badische Anteil des Blattes ist von SCHALCH aufgenommen worden. Und doch ist noch nicht alles erschöpft, was Rottweils Umgebung dem Geologen bietet.

Die Schichten des unteren Muschelkalks zeigen eine ähnliche Ausbildung wie die vom Verf. eingehend untersuchten der Gegend von Freudenstadt. Der Dolomit des oberen Muschelkalks bildet mit seinen prachtvollen Felsformen den Schmuck des oberen Neckartals. Er steigt in kompakten Wänden auf, in denen horizontale Bankung nur angedeutet ist und neigt daher zu senkrechter

Zerklüftung, zur Ausbildung kühner Pfeiler, Kanzeln und gezackter Zinnen. Abb. 1 gibt die Kanzel des Tiersteins im Neckartal unterhalb Rottweil; sie zeigt, wie die an Tonlagen reicheren *Nodosus*-Kalke durch einen weniger steilen, waldbestandenen Streifen schon von weitem sich von den felsigen Steilhängen des höheren Dolomits und des tieferen Trochitenkalkes unterscheiden. Abb. 2 zeigt eine mächtig ausladende Gesimmsbildung über dem Rottweiler Neckarbad im Dolomit, der hier durch Verwitterung horizontale Gliederung verrät. Die ebenso vortrefflichen Abbildungen 3 und 4 geben ein Bild von den verschiedenen Ausbildungsarten und Verwitterungsformen des Keupergipses. Mit Rücksicht auf eine möglichst große Übereinstimmung zwischen den Aufnahmen der einzelnen Bundesstaaten ist die Lettenkohle als unterer Keuper aufgefaßt. Durch die Bezeichnung des mittleren Abschnitts als „eigentlicher“ Keuper ist der in Württemberg vorherrschende Standpunkt in der Einteilung gewahrt. Dem untersten, nach Nordosten gerichteten Stück der Eschach läuft südöstlich in einer Entfernung von etwa $1\frac{1}{2}$ km der Neckar parallel. Beide Flüsse biegen oberhalb Bühlingen gleichzeitig aufeinander zu im rechten Winkel, in der Fallrichtung der Schichten, um. Nach ihrer Vereinigung schlagen sie unter dem Namen Neckar die alte nordnordöstliche Richtung des Streichens wieder ein. Die Zerklüftung des Gesteins (oberer Muschelkalk) geht hier, wie so häufig, dem Streichen und Fallen ungefähr parallel. Unterhalb Rottweil ändert sich die Richtung in NNW. Damit hängt zusammen, daß der obere Neckar bei Rottweil am weitesten gegen O. ausgebogen ist. Senkrecht auf genannter Richtung steht die Richtung paralleler Tälchen, zugleich die Hauptklüftungsrichtung: N 66° O. Ihr folgt auch eine schmale Grabenversenkung im oberen Muschelkalk, in welche Keuper abgesunken ist.

Die von HAAG als jüngere und ältere Hochterrasse bezeichneten Stufen werden von SCHMIDT als Hochterrasse und jüngere Deckenschotter angesprochen. Über den älteren Deckenschottern finden sich noch an manchen Stellen (Wormebühl) Schotter von zerfressenen Quarziten und bohnerartigem Grus, die vielleicht pliocänen Alters sind. Die Diluvialterrassen werden als Reste aus aufeinanderfolgenden Phasen der allmählichen Talvertiefung aufgefaßt. Westlich von Rottweil liegt der alte Talboden des „jüngeren Deckenschotters“ in 630 m Höhe und ist wie der darüber ansteigende Hang (655 m) durch Massen von Weißjurageröllen gekennzeichnet, die dem älteren Deckenschotter fehlen. Und doch möchte M. SCHMIDT die vorherrschend aus Jurageröllen bestehende Terrasse östlich Villingendorf dem älteren Deckenschotter zurechnen, um ein ihm notwendig scheinendes Gefäll zu bekommen. Sieht man aber hier in 630 m Höhe, 120 m über dem Neckar, die Fortsetzung des „jüngeren Deckenschotters“, so muß im Sinne KOKEN'S eine Geröllstauung angenommen werden. Ohne solche Stauungen kommt man auch mit der SCHMIDT'Schen Anschauung nicht aus, der für den älteren Deckenschotter ein Gefäll von $6\frac{0}{100}$ berechnet. Der Neckar hat hier oben ein zwei- bis dreimal so starkes Gefäll. Bei Cannstatt liegen aber nach BRÄUHÄUSER die entsprechenden Gebilde nur in geringer Höhe über dem Neckar.

F. Haag.

Topographische Geologie.

Allgemeines.

A. Hettner: 1. Die Entstehung des Talnetzes. (Geogr. Zeitschr. 19. Heft 3. Leipzig 1913.)

—: 2. Rumpfflächen und Pseudorumpfflächen. (Geogr. Zeitschr. 19. Heft 4. Leipzig 1913.)

Bei der Bedeutung der Ausführungen des Verf.'s wird im folgenden der wesentliche Inhalt der beiden Arbeiten mit den eigenen Worten des Verf.'s wiedergegeben:

Es ist ein Grundsatz der wissenschaftlichen Methodik, zuerst die einfachste Annahme zu machen; aber die einfachste Annahme ist nicht die Annahme, die sich am leichtesten ausdenken läßt, sondern die Annahme, die der Natur am wenigsten zumutet, und eine solche Annahme ist die Konstruktion einer Rumpffläche sicherlich nicht. Es mag ja sein, daß sie sich schließlich als nötig erweist, aber erst soll man einfachere Erklärungen versuchen, ehe man zu Gewaltmitteln greift.

Es können in Kalkgebieten Höhlengänge, also unterirdische Täler, in oberirdische Täler umgewandelt werden. Ferner können Täler, indem sie schneller eingeschnitten werden als andere, siegreich in deren Gebiete eindringen und sie von der Seite oder von der Quelle her anzapfen, was DAVIS enthaupten, PENCK entwurzeln nennt.

So tritt uns eine große Mannigfaltigkeit der Ursachen entgegen, von denen Richtung und Anordnung der Täler abhängen können. Jeder Versuch einer Erklärung muß alle diese Bildungsmöglichkeiten im Auge haben. Die deduktive Betrachtung, wie sie heute üblich ist, führt aber leicht zu einer einseitigen Auffassung, weil sie ja ohne nähere Prüfung eine bestimmte Ursache annimmt und aus dieser die Wirklichkeit ableitet. Eine solche Deduktion zeigt nur, daß eine Erklärung möglich, nicht daß sie richtig ist, d. h. daß der abgeleitete Entwicklungsvorgang der wirklichen Entwicklung entspricht; Unterordnung unter ein Schema ist noch keine wissenschaftliche Erklärung. Die wissenschaftliche Untersuchung muß mit einer induktiven analytischen Untersuchung anheben, sie muß von den beobachteten Tatsachen ausgehen und, von den einfachsten beginnend, alle Möglichkeiten der Erklärung prüfen, ehe sie dazu übergehen kann, ein Erklärungsprinzip durchzuführen.

Um zwischen den verschiedenen Ursachen nachträglicher Talbildung zu unterscheiden, muß untersucht werden, ob ein diskordantes Tal tatsächlich mit der steileren Abdachung der tektonischen Oberfläche, mit größerem Wasserreichtum, mit weniger widerstandsfähigem Gestein zusammenfällt. Die Erklärung eines Tales durch „Weichheit“ des Gesteins ist solange unsicher, als nicht die Weichheit des Gesteins durch direkte Beobachtung nachgewiesen ist. Eine Forschung, die sich über diese Nachweise kühn hinwegsetzt, ist unsolid. Dieser Vorwurf trifft nicht so sehr DAVIS' eigene Untersuchungen, die wohl

meist auf sorgfältiger Prüfung der Tatsachen beruhen. Aber dadurch, daß er ihrer Mitteilung die deduktive Form gegeben hat und die Deduktion schon in die erste beschreibende Feststellung der Tatsachen hineinträgt, haben sich manche seiner Jünger verleiten lassen, die genaue Beobachtung und induktive Untersuchung zu überspringen und uns Phantasiegebilde als wissenschaftliche Tatsachen vorzusetzen.

Des Verf.'s Einwand richtet sich somit nicht gegen die Anwendung der Deduktion überhaupt, die auch er für nützlich und notwendig hält, sondern gegen deren einseitige und oft voreilige Anwendung und die oft ungenügende Prüfung der Tatsachen.

Als grundsätzliches Ergebnis der DAVIS'schen Auffassung möchte Verf. die Erkenntnis hinstellen, daß sich nicht nur durch den unmittelbaren Einfluß der Tektonik auf die ursprüngliche Anlage der Flüsse, sondern auch durch die nachträgliche Anpassung der Flüsse bestimmte, regelmäßig wiederkehrende Talrichtungen, wie z. B. die Längstäler in weichen Gesteinen, ausbilden können, und daß infolgedessen das Talnetz einen bestimmten Charakter bekommt, der von dem ursprünglichen, tektonisch bestimmten verschieden ist.

2. Durch LAPPARENT wurde die DAVIS'sche festländische Abtragung in die französische Literatur übernommen; bald begann sie auch in der deutschen Literatur die RICHTHOFEN'sche Theorie von der marinen Abrasion zu verdrängen. Dabei vollzog sich auch ein Umschwung in dem psychologischen Verhalten der Forscher gegenüber der Konstruktion von Rumpfflächen. Bedurfte es ursprünglich dringender Beweise für diese Annahme einer vollkommenen Einebnung und darauf erfolgter Neugestaltung einer Landschaft, so entschließen sich die jüngeren Morphologen ohne jedes Bedenken dazu; die Annahme einer alten Rumpffläche und darauf erfolgender neuer Hebung und Erosion oder, nach dem DAVIS'schen Ausdruck, der Eröffnung eines neuen Zyklus, ist für sie eine fast unentbehrliche Hilfskonstruktion geworden, die sie mit der größten Leichtigkeit handhaben. In dieser Leichtigkeit sehen sie den größten Fortschritt der modernen Morphologie, ja einer von ihnen hat sich sogar so weit versteigen, darin überhaupt den Beginn einer wissenschaftlichen Morphologie zu erblicken.

Bei DAVIS verbindet sich die Theorie der Einebnung mit seiner Theorie der Alters- oder Entwicklungsstufen, die Einebnung ist die charakteristische Form des Gletscheralters. Nach der Theorie der marinen Abrasion wird das Land wahrscheinlich mit Meeresablagerungen überdeckt werden, nach der Theorie der festländischen Einebnung wird sich nur eine dünne Decke von festländischem Schutt bilden.

Sowohl bei mariner wie bei festländischer Entstehung wird die Einebnung ungefähr auf den Meeresspiegel, im einen Falle etwas darunter, im anderen etwas darüber erfolgen. Wenn wir daher, wie es meist der Fall ist, Rumpfflächen in größerer Meereshöhe und zerschnitten finden, müssen wir nachträgliche Hebung und Zerschneidung annehmen; die große Rolle, welche die Rumpfflächen in der modernen Morphologie spielen, beruht ja gerade darauf, daß mit ihnen eine Unterscheidung von Perioden oder Zyklen der Erosion verbunden ist.

Wenn wir ehrlich sein wollen, müssen wir gestehen, daß uns die Bildungsweise der Rumpfflächen weder bei der Annahme mariner, noch bei der Annahme festländischer Entstehung ganz klar ist. Verf. kann das ja in bezug auf die festländische Entstehung um so unbefangener aussprechen, als er einen der ersten Versuche gemacht hat, diese Theorie scharf zu begründen, und als er auch heute noch glaubt, daß tatsächlich festländische Kräfte Rumpfflächen erzeugt haben können. Bei DAVIS und seinen Schülern beruht die Theorie der Rumpfflächen lediglich auf einer geometrischen Konstruktion, d. h. auf der fortschreitenden Abflachung sowohl der Erosionskurve wie der Talhänge, nicht aber auf einer Beobachtung der Vorgänge, die die Einebnung tatsächlich bewirken. Sie nehmen diese theoretische Konstruktion viel zu sehr als eine abgemachte Sache hin, um die man sich nicht mehr zu bemühen brauche, obgleich ein Mann wie PASSARGE die Einebnung in feuchten Waldländern für unwahrscheinlich erklärt hat. Nach Überzeugung des Verf.'s ist kaum eine andere morphologische Aufgabe so wichtig wie die genaue Untersuchung der Vorgänge des Landes oder der Küste, die zu solcher weitreichender Einebnung führen können.

Eben diese Einsicht in die Unvollkommenheit beider Theorien hat PASSARGE dazu geführt, sie ganz zu verwerfen und eine dritte Theorie an ihre Stelle zu setzen. Verf. glaubt allerdings, daß er hyperkritisch ist und das Kind mit dem Bade ausschüttet und daß die Vorgänge, die er in seiner eigenen Theorie annimmt, vorläufig ebensowenig bewiesen sind. Er läßt die großen Rumpfflächen des tropischen und subtropischen Afrikas mit den daraus aufragenden Inselbergen durch die Wirkung des Windes in einem während der ganzen mesozoischen Zeit herrschenden Wüstenklima entstanden sein. Ein durch die fossile Flora oder Fauna oder sonstwie geführter Nachweis, daß während der Bildung der Rumpfflächen tatsächlich ein Wüstenklima geherrscht habe und daß diese Bildung der mesozoischen Zeit angehört habe, fehlt jedoch.

Neuerdings hat PASSARGE auch auf die Möglichkeit der Entstehung von Rumpfflächen durch den Bodenfluß im polaren Klima hingewiesen. Die Bildung der Rumpfflächen wurde dadurch in ausgesprochener Weise eine klimatische Erscheinung, man kann sagen eine Erscheinung der extremen Klimate, während sie den feuchten Klimaten der gemäßigten Zone sowohl wie der Tropen fehlen würde.

In gewisser Beziehung mit der äolischen Einebnung verwandt und doch wesentlich davon verschieden sind die Vorgänge der Einebnung in Zentralgebieten.

Das Wesen der Zentralgebiete im Gegensatz zu den peripherischen Gebieten ist zuerst von RICHTHOFFEN klargelegt worden. Er zeigte, daß hier die von den feuchten Gebirgen herabkommenden Flüsse versiegen und gleichsam im Trockenen münden, daß sie Schutt, Sinkstoffe, Salz in beliebiger Meereshöhe ablagern und absetzen und dadurch den Boden allmählich erhöhen.

Als Zentralgebiete anderer Art, nicht von klimatischer, sondern lithologischer Bedingtheit, müssen die Karstgebirge aller Klimazonen aufgefaßt werden. Während sich in den Zentralgebieten der Trockenzone die Flüsse

verlieren, weil sie durch die Verdunstung aufgezehrt werden und auch in dem kahlen Boden versickern, so versinken sie hier am unteren Ende der Poljen oder in kleinerem Maßstabe überall im Gestein, um unterirdisch weiter zu fließen.

Verf. gibt zum Schluß eine tabellarische Übersicht der Bildungsweise von Ebenen oder Fastebenen durch Abtragung:

I. Eigentliche Rumpfflächen: Erstreckung über weite Landstriche von verschiedenem Bau und Klima in deutlichem Widerspruch gegen den inneren Bau und die tektonische Oberfläche, die stark, manchmal bis zur Unkenntlichkeit, zerstört ist. Man hat die Bildung dieser Rumpfflächen verschieden erklärt, nämlich:

a) durch marine Abrasion, d. h. die Wirkung der Brandungswelle bei positiver Strandverschiebung bzw. Senkung des Landes; ursprüngliche Lage wenig unter dem Meeresspiegel;

b) durch festländische Einebnung¹, nämlich Bildung von Gleichgewichtsf lächen gegen die Gleichgewichtskurven der Flüsse, also in letzter Linie gegen den Meeresspiegel; ursprüngliche Lage wenig über dem Meeresspiegel;

c) durch den Bodenfluß in Polargebieten; diese Auffassung ist wohl nur als ein Unterfall von b) zu betrachten;

d) durch die Wirkung des Windes in Wüsten und Steppen; Bildung in beliebiger Meereshöhe und nur ganz allmähliche Erniedrigung auf den Meeresspiegel.

II. Hochflächen der Einebnung in abflußlosen Gebieten, in beliebiger Höhe, auf ein Flußgebiet beschränkt (es mag dahingestellt bleiben, ob die Einebnungen verschiedener Flußgebiete allmählich miteinander verwachsen können) und unvollkommen, darum von den Rumpfflächen zu unterscheiden:

a) in Zentralgebieten der Trockenzonen (Gebieten starker Verdunstung);

b) in Karstlandschaften (Gebieten der Versickerung).

III. Hochflächen bestimmter klimatischer Höhenzonen, meist nur rückenartig, seltener über ganze Landschaften ausgedehnt, in bestimmten, meist großen Höhen gebildet, ohne Einrumpfung des Gebirgskörpers.

a) Karplatten, entstanden durch das Zusammenwachsen der Karböden in der Höhe der Schneegrenze;

b) Entstehung durch starke Abtragung in der Mattenregion, durch starke Abtragung in der Waldregion;

c) Entstehung in trockenen, steppenartigen Höhengürteln über dem Walde.

¹ Für den Harz und den Frankenwald nehmen allerdings PHILIPPI (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1910. p. 305 ff.) und ihm folgend BEHRMANN (Forsch. z. d. Landeskunde. 20. Heft 2. 1912. p. 176 ff.) selbständige Ausbildung der heutigen Rumpfflächen in recht junger (präoligoäner) Zeit an; der Beweis für diese Annahme erscheint jedoch dem Verf. nicht überzeugend. H. RASSMUS (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. 1913. p. 15 ff.) dehnt diese präoligoäne Rumpffläche über Erzgebirge, Elbsandsteingebirge und Nordwest-Böhmen aus; auch nur der Versuch eines Beweises wird, wie Verf. hervorhebt, für unnötig gehalten.

IV. Landterrassen, entstanden durch selektive Abtragung der Gesteine, daher nicht über die ganze Landfläche gleichmäßig ausgedehnt, sondern mit Stufenbau verbunden:

- a) gewöhnliche Landterrassen in tafelfartigen Schichten;
- b) erneuerte, d. h. wieder entblößte Rumpfflächen.

Frech.

Wilckens, O.: Die regionale Geologie im Hochschulunterricht. (Geol. Rundsch. 1913. 4, 3. 207—209.)

Deutschland.

Ernst Kirste: Geologisches Wanderbuch für Ostthüringen und Westfalen. Mit 120 Textabbild. u. 1 Karte. Stuttgart 1912. 289 p.

Das Buch hat folgende geologische Landschaften zum Gegenstand: das sächsische Granulitgebirge, das Schiefergebirge in Ostthüringen, das Rotliegende und den Zechstein im mittleren Pleiße- und Elstergebiet; ferner die Triaslandschaft Ostthüringens und die tertiäre Braunkohlenbucht an der Saale mit dem auflagernden Diluvium.

Es sind also in dem unbeschriebenen Gebiet ein großer Teil der in Deutschland überhaupt vorkommenden Gebirgsglieder vertreten und Verf. nimmt Anlaß, gelegentlich der Wanderungen die Lakkolithenfrage, die WALTHER'sche Wüstentheorie, die allochthone oder autochthone Entstehung der Braunkohle usw. im Für und Wider der gegnerischen Meinungen zur Sprache zu bringen.

Vielleicht wäre es angebracht gewesen, diese Erörterungen von den — übrigen spärlichen — Wegegängen in besonderen Abschnitten zu trennen, weil man doch nicht erwarten darf, daß sich der Wandernde alle diese Fragen erst im Felde vorlegen kann.

Den geologisch einheitlichen Gebieten werden je 3—5 Wanderungen gewidmet, die z. T. mit 35 km Länge wohl etwas reichlich bemessen sind. Im übrigen wird Ausstattung und Abfassung des Buches als sachgemäß und gelungen zu nennen sein.

R. Lachmann.

Theodor Brandes: Schichtenfolge Mitteldeutschlands. Leipzig 1913.

Auf 16 Seiten wird in tabellarischer Übersicht die Einteilung der Formationen Mitteldeutschlands und ihre Unterteilung in Zonen angegeben. Die Darstellung ist übersichtlich gehalten. Das im Taschenformat herausgegebene Heftchen enthält auch eine Tabelle über die Phasen der orogenetischen Bewegungen im mitteldeutschen Boden, die durch diagrammatische Zeichnungen erläutert werden. Dabei folgt Verf. der Auffassung von STILLE. Eine Übersicht über die wichtigsten Eruptivgesteine bildet den Abschluß.

R. Lachmann.

Werner Beetz: Beiträge zur Tektonik und Stratigraphie des Lauterbacher Grabens. Dissertation. Gießen 1913. p. 103—151. Mit 2 Taf.

Am Nordostrand des Vogelsberges streicht ein seit längerer Zeit bekanntes Bruchsystem von SO.—NW.-Richtung vorbei, in dem jüngere Trias-schichten und Lias zwischen Buntsandstein eingesunken und erhalten geblieben sind. Es sind mindestens zwei Gräben zu unterscheiden: der kurze Fuldaer Graben, auf dem Fulda liegt, und der eigentliche Lauterbacher Graben, der südwestlich Fulda beginnt und nordwestlich Maar unter den tertiären Sanden und Tonen und einer Basaltdecke verschwindet.

Der Blätterton in der Tongrube bei Lauterbach überlagert diskordant den Lauterbacher Graben und lieferte eine reiche, wahrscheinlich oberoligocäne Flora. In seinem Hangenden treten Tone auf, die nach Osten dunkelbraun werden und reichlich Lignit einschließen; sie scheinen in dieser Richtung in ein Braunkohlenflöz überzugehen.

Das Tertiär hat sich in Mulden der präoligocänen Landoberfläche abgelagert; östlich Maar erfüllt der Basalt eine solche Mulde.

Der Lauterbacher Graben stellt einen in sich gefalteten und verworfenen Grabeneinbruch im Mittleren Buntsandstein dar, in den der Mittlere Buntsandstein an einzelnen randlichen Partien in breiter Zerrüttungszone mit hineingezogen ist. Die Falten verlaufen nicht parallel zum Hauptstreichen des Grabens.

Es lassen sich drei Hauptabschnitte im Lauterbacher Graben unterscheiden:

a) die Keupermulde von Landenhausen, b) die Liasmulde von Angersbach, c) die Keupermulde von Maar.

Der Muschelkalkgraben von Schwarz stellt einen Seitenast der Verlängerung des Lauterbacher Grabens dar; er streicht von Süden nach Norden und bildet eine zwischen Mittlerem Buntsandstein eingesunkene, wenig gestörte Mulde, die im Norden von Röt unterteuft wird und sich schließt. Sie scheint sich hier ohne größere Verwerfung an den Mittleren Buntsandstein anzulehnen.

Dolomitisierung des Kalkes in der Nähe von Verwerfungen wurde, wie bei Großenlöder, Fulda und in der Rhön, auch im Lauterbacher Graben mehrfach beobachtet.

Für eine wenigstens präoberoligocäne Entstehungszeit spricht in unserem Graben die Diskordanz des Tertiärs über den eingesunkenen Keuperschichten in der Tongrube. Eine weitere Frage aber ist es, ob die Bewegungen neu eingesetzt oder angehalten haben nach der Überdeckung mit Basalt resp. von der Tertiärüberdeckung in oberoligocäner Zeit an. In diesem Sinne ließe sich die Tatsache des Zusammenfallens der Tertiärgrenze bei Schwarz mit tektonisch begrenztem mittlerem Buntsandstein verwenden, die nordwestlich über dem Bennertsgraben in die Richtung des nordsüdlich streichenden Grabens vom Kalkberg bei Schwarz umzubiegen scheint und möglicherweise eine Verwerfung darstellt.

R. Lachmann.

O. Grupe: Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalruptionen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Berlin. 63. Jahrg. 1911. Abh. H. 2. p. 264—316. Mit 7 Textfig.)

Ausgehend von den vom Verf. an anderer Stelle beschriebenen präoligocänen Störungen im Solling und seinem Vorlande und der Abhängigkeit der Basalruptionen von diesen Störungen unterzieht Verf. die ganz ähnlichen Verhältnisse der Rhön, der Niederhessischen Senke und des Knüllgebirges hinsichtlich des Einflusses der Störungen auf Basalruptionen und der Ausbildung des Weserflußsystems einer näheren Betrachtung.

Im Niederhessischen Berglande, z. B. in der Kasseler Gegend, ist das Tertiär nur sehr wenig von Störungen betroffen, es liegt hier, in allen Stufen vom Unteroligocän bis Miocän entwickelt, geschützt durch überlagernde Basaltdecken, auf verschiedenen Triashöhen sowie in den zwischenliegenden Erosionsbecken. Diese präoligocäne Denudationsfläche zeigt demnach beträchtliche Höhenunterschiede, was sie als Abtragungsfläche kennzeichnet, die ihr hauptsächliches Relief schon vor der Transgression des Oligocäns erhalten hatte, später zu pliocäner und diluvialer Zeit vielfach noch durch Erosion zerstückt wurde.

Die größeren, in der Niederhessischen Senke aufsetzenden, von Muschelkalk, Keuper und Lias erfüllten Bruchzonen liegen vielfach inmitten flachlagernden Buntsandsteins, der unmittelbar von den verschiedensten Stufen des Oligocän überlagert wird, was auf eine präoligocäne Denudation der in den Gräben noch vorhandenen jüngeren Trias- und Liasschichten schließen läßt. Die Analogie mit der am Eggegebirge konstatierten präcretacischen Abtragung läßt auch für „das gesamte Schollengebirge der hessisch-thüringischen und hannoversch-westfälischen Gebiete in seiner ursprünglichen Entstehung ein höheres, zum mindesten präoligocänes, in einigen Fällen sogar ein als jungjurassisch bestimmbares Alter“ annehmen.

Die jungtertiären Störungen sind jenen älteren gegenüber sehr viel unbedeutender und machen sich nur im Norden im Solling und im Vorlande des Harzes in hervorragenderem Maße geltend, während sie in der Niederhessischen Senke nur geringe Bedeutung besitzen. Dies geht vor allem auch aus der Lagerung der Basalte am Rande der Grabenbrüche hervor, wo im Solling z. B. vielfach jungtertiäre Verschiebungen der älteren Tertiärschichten nachweisbar sind, während z. B. die Kasseler Basalte keinerlei derartige Störungen im Liegenden aufweisen, so daß die Niederhessischen Gräben ihre heutige morphologische Form in der Hauptsache Erosionen der stark zerrütteten Schichten verdanken.

Die Talbildung in Niederhessen ist selbst da, wo sie an vorhandene Grabenbrüche gebunden ist, im wesentlichen ein Werk jüngerer postbasaltischer Denudation und nur insofern tektonisch, als die versenkten Triasschichten infolge ihrer vielfachen mürben Beschaffenheit in erster Linie der Erosion anheimfielen.

In Südhannover dagegen, wo die jungtertiären Störungen eine größere Bedeutung besitzen, sind die Täler nicht unwesentlich tektonisch vorgebildet.

Die Reste von Tertiär und die mächtigen diluvialen Schotter in den Tälern des Weserflußsystems lassen darauf schließen, daß die Täler „bereits am Ausgange der Pliocänzeit bis zu einer gewissen Tiefe, z. T. sicherlich bis zur heutigen Talsohle vorhanden waren und von den mächtigen Schottern der oberen Terrasse in der älteren Diluvialzeit ausgefüllt“ wurden. Der Grund für das im Gegensatz zum Rhein- und Saaletale jüngere Alter des Weserflußsystems ist darin zu suchen, daß der Leinetalgraben, der nachweislich in voroligocäner Zeit angelegt wurde, die ursprüngliche Entwässerung besorgte und der so entstandene „Hauptfluß“ sich „im Laufe der Pliocänzeit die Weser tributär machte“, wonach „durch anhaltende, vom Leine—Allertal stetig rückwärts schreitende Erosion in der mittleren Pliocänzeit das Wesertal und weiterhin das Werra- und Fuldatal“ entstand.

Die Basalteruptionen bringt Verf. im Gegensatz zu BÜCKING in Abhängigkeit zu den Dislokationen, die älter sind als die Basalte, in deren Schlotbreccien sich vielfach Reste jüngerer Trias- und Liasschichten finden. Diese führt Verf. in Anlehnung an ältere Autoren auf Scholleneinbrüche zurück. Seine Ansicht begründet er ausführlicher an den Basaltvorkommen von Kassel, Hersfeld-Rotenburg, des Knüllgebirges sowie sonstiger Vorkommen in Niedersachsen und den Basalten und Phonolithen der hessischen Rhön.

Das Wesen des Abhängigkeitsverhältnisses zwischen Eruptionen und Dislokationen sieht Verf. darin, daß die Basalte „auf gleichsam geschlossenen, toten Spalten hochgekommen“ sind und „sich bei ihrem Aufsteigen nach Möglichkeit die besonders morschen und dislozierten Partien der Erdrinde . . . gleichsam ausgesucht“ haben. „Die vorhandenen Spalten der präoligocänen Gebirgsbildung haben den Magmen vielfach die Wege gewiesen, auf denen diese nun aber selbständig ihre Eruptionskanäle schufen.“ **Schöndorf.**

A. Kraiss: Der Warburger Sattel, seine Baustörungen und die vulkanischen Durchbrüche. (Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. für 1910. 31. T. II. H. 2. Berlin 1911. Inaug.-Diss. p. 377—419. Mit 2 Taf.)

Das untersuchte Gebiet erstreckt sich quer über die Meßtischblätter Warburg, Liebenau und Hofgeismar.

Am Aufbau des Warburger Sattels beteiligen sich sämtliche Schichten vom Oberen Buntsandstein bis Unteren Lias einschließlich, sowie tertiäre, diluviale und alluviale Bildungen.

Ausführlicher beschreibt Verf. die Basalte, Tuffe und die sogen. Herlinghäuser Breccie. Die Basalte und Tuffe, die im untersuchten Gebiete 23 kleinere und größere Kuppen bedecken, treten entweder zusammen auf oder sind voneinander getrennt. In ersterem Falle werden die Tuffe von den Basalten gangförmig durchsetzt. Die meist dichten, selten schlackigen Basalte sind Leucitbasalte, Nephelinbasalte oder Limburgite, die vielfach Kontakterscheinungen verursacht haben. Die Tuffe bestehen aus fein zerstäubter Lava und enthalten Brocken von Trias und Jura, seltener von Tertiär. Südlich von Herlinghausen liegt eine eigenartige Breccie von Oberoligocän, Keuper und Muschelkalk. Diese

Breccie, die wohl gleichzeitig mit den Tuffen entstand, wird als vulkanisches Explosionsprodukt gedeutet.

Die Warburger Hebungslinie bildet einen ca. 6 km langen, regelmäßigen Röt-Wellenkalksattel, der bei Heddinghausen an einer Querverwerfung endet. Diesem Sattel parallel verläuft eine zweite Hebungslinie, die Kalenberger Hebungszone, die sich mit jener schließlich zwar vereinigt, aber auf lange Erstreckung hin sich doch eine gewisse Selbständigkeit bewahrt. Eine dritte, nur kurze Hebungslinie bildet die Rosenberg-Hebungszone. Zwischen ihnen liegen teils Mulden, teils Gräben. Das Vorland bildet einen Teil der westfälisch-hessischen Triasmulde und schneidet meist scharf gegen die Hebungszonen ab, nur ganz lokal werden seine Triasschichten zur Bildung des Warburger Sattels herangezogen. Die Gräben dürften als an Verwerfungen abgesunkene Muldenkerne aufzufassen sein. Sämtliche Hebungszonen bilden eine einzige, nur durch Umbiegung lokal zersplitterte Falte.

Die Ursache der Faltung sieht Verf. ausschließlich in seitlichem Druck infolge Absinkens mächtiger Sedimente.

Die von Basalt oder Tuff erfüllten Explosionsröhren sind größtenteils unabhängig von Verwerfungen entstanden, haben im Gegenteil ihrerseits zu mancherlei Störungen Anlaß gegeben.

Das Alter der Gebirgsbildung ist wahrscheinlich präcretacisch.

Schöndorf.

A. von Koenen: Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Reinhardswaldes und Bramwaldes, besonders auf Blatt Münden. (Nachr. k. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1912. 4 p.)

Die Trias des südlichen Reinhardswaldes und Bramwaldes bildet im großen und ganzen auf Blatt Münden und den anstoßenden Blättern eine nach Südsüdwesten geneigte Sattelaufwölbung mit steilerem Westflügel. Die ursprünglich vollzählig vorhandenen Triasschichten sind stellenweise bis auf den Buntsandstein durch spätere Abrasionen entfernt worden, was sicherlich schon zur Jurazeit begann und sich bis ins Tertiär hinein fortsetzte, das im Mioän z. B. nicht nur Gerölle älterer Tertiärstufen, sondern auch solche anstehenden, älteren Gebirges enthält, dem es unter Ausfall des älteren Tertiärs oft auch direkt auflagert. Auch die sehr wechselnde Entwicklung des Tertiärs, ältere Braunkohlenbildungen, Rupelton, oberoligocäne marine Sande, mioäne fossilarme Sande mit den darüber liegenden jüngeren Braunkohlenbildungen, deuten auf vielfache Meeresverschiebungen, und die dabei auftretenden Hebungen und Senkungen mögen lokal mancherlei Störungen, Verwerfungen und Faltungen ausgelöst haben. Ganz junge Störungen finden sich in den tief eingeschnittenen Tälern z. B. des Osterbaches und des Hemelbaches, in welchen zuweilen Schollen jüngeren Tertiärs eingeklemmt liegen.

Auf die Ablagerung des Mioäns, das sich bei Kassel auf allen höheren Bergkuppen in ungestörter Lagerung vorfindet, folgte eine neue Abrasion, die jene Schichten in weitgehendstem Maße entfernte, soweit sie nicht durch überdeckenden Basalt geschützt wurden.

Auf recht junge Bewegungen deutet auch die Überlagerung von Buntsandsteinschutt über Tertiär, die im Hannoverschen ihr Analogon in dem Auftreten von Plänerschutt über anscheinend miocänen Quarzsanden in den Sackbergen bei Alfeld besitzt.

Die Herausbildung der Täler ist recht jugendlichen Datums und konnte erst dann in stärkerem Maße einsetzen, als die diluvialen Überflutungen aufhörten und die Wasserläufe ein stärkeres Gefälle erreichten, was zur Entstehung von Deltabildungen usw. Veranlassung gab.

Schöndorf.

L. van Werveke: Die Tektonik des Sundgaues, ihre Beziehung zu den Kalisalzvorkommen im Oberelsaß und in Baden und ihre Entstehung. (Mitteil. d. geol. Landesanst. von Elsaß-Lothringen. VIII, 2. p. 235—271. Mit 4 Zeichnungen.)

Die neueren Untersuchungen FÖRSTER's im Sundgau gestatteten, den gewölbeartigen Bau des Gebietes zwischen Mülhausen i. E. und Altkirch und seine weitere Tektonik genauer festzulegen. Im Westen hebt sich der sogen. Sattel von Illfurt gut heraus; er streicht rechts der Ill SW.—NO. und biegt auf dem linken Ufer in die Nord-Südlinie um. Die mutmaßliche nordöstliche Verlängerung der Sattellachse ist im Tuniberg bei Freiburg zu suchen. Der Kern des Illfurter Sattels wird über Tage hauptsächlich von Melanienkalk gebildet. An den Südflügel dieses Sattels schließt sich die Mulde von Landser an, in deren Muldentiefsten Septarienton und Fischschiefer liegen. Als Fortsetzung der Mulde von Landser wird auf badischer Seite die Mulde zwischen dem Schönberg bei Freiburg und dem Tuniberg angesehen, an die sich südlich der flache Sattel von Istein anlehnt. Im Streichen dieses letzten Sattels liegt am Südrand des Sundgaues die Bürgerwaldkette, der nördlichste Ausläufer des Kettenjuras. Die Verbindungslinie zwischen dem Jura bei Köstlach und bei Kems (Rhein), die sogen. Sundgaulinie STEINMANN's, die auch von REGEZMANN als Flexur in seine Karte aufgenommen wurde, wird vom Verf. als nicht genügend begründet abgelehnt. Die Fortsetzung des Sattels von Istein auf elsässischer Seite konnte noch nicht nachgewiesen werden. — Die Sättel und Mulden sind von einer großen Anzahl Längs- und Querstörungen durchzogen, die eingehend beschrieben werden. Im Westen des Illfurter Sattels ist ein deutlicher Graben, der Graben von Dammerkirch, ausgebildet. Im Osten liegt bei Sierenz ein anderer, SO.—NW. orientierter Graben. Für die Feststellung des Alters der Verwerfungen ist von Wichtigkeit das Vorkommen kristalliner Gerölle in den oligocänen Küstenkonglomeraten der Vogesen; es haben also schon im Oligocän Spaltenbildungen stattgefunden; gegen Ende des Miocän waren die Bewegungen am stärksten, um schließlich erst im Diluvium auszuklingen. Für die Entwicklung des Flußsystems waren die harten Gesteine der Jurafalten und des Illfurter Sattels, sowie die leichter erodierbaren Schichten der Sundgaumulde, des Grabens von Dammerkirch und des Grabens von Sierenz maßgebend. Über den Zusammenhang zwischen der Tektonik des Sundgaues und dem Vorkommen der Kalisalze hat Verf. sich bereits früher kurz dahin

geäußert, daß drei Zonen der Auffüllung des Rheintalgrabens zu unterscheiden sind: 1. eine westliche, am Rand der Vogesen, die von den Küstenkonglomeraten gebildet wird; 2. eine mittlere, tiefe Zone, gegen Osten durch den Illfurter Sattel und den Tuniberg begrenzt; 3. eine östliche höhere Stufe, die nur gelegentlich von größeren Transgressionen überschwemmt wurde. Die Kalisalze sollten nur auf die mittlere tiefe Zone beschränkt sein. Neuerdings wurde nun auch rechts des Rheins bei Buggingen in 700 m ein 4 m mächtiges Kalilager angefahren; Buggingen liegt in der Verlängerung der Mittellinie der Mulde von Landser, die wohl einer älteren, zur Ablagerung von Salzen günstigen Mulde entsprechen würde. Die östliche Ausdehnung der Kalilager nach Baden dürfte außerdem in Zusammenhang stehen mit einer Ausbuchtung des Oligocänmeeres zwischen Müllheim und Ehrenstetten, die durch die Ausbiegung der Küstenkonglomerate zwischen den genannten Orten angedeutet wird. — Für die Entstehung der Sättel, Mulden und Spalten im Sundgau ist ein Zusammenwirken verschiedener Richtungen anzunehmen. Einem Druck aus S.—SW. verdanken die dem Rheintalgraben ungefähr parallel laufenden Verwerfungen des Illfurter Sattels ihre Bildung. Bei dieser Gelegenheit erörtert Verf. die schon verschiedentlich von ihm vertretene Ansicht der Entstehung von Sprüngen und Gräben durch ein Aufreißen derselben infolge eines in der Streichrichtung der Verwerfungen wirkenden Druckes. Anhangsweise wird die Annahme von HARBORT und RIEMANN, daß die elsässischen Kalisalze auf die Abtragung der norddeutschen Zechsteinlagerstätten zurückzuführen seien, abgelehnt. **Ol. Leidhold.**

H. Vosseler: Monographie des Jusiberges. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturkunde i. Württ. 1913. Mit 7 Textbildern.)

Der Jusiberg ist die größte Tuffmasse der Schwäbischen Alb, die durch ihre im ganzen dreieckige Form von dem meist kreisrunden Querschnitt der übrigen röhrenförmigen Vulkanschote abweicht. Einer Anregung KÖKEN's folgend, wurde zur Erklärung für die Entstehung dieses Berges zunächst eine genaue Kartierung vorgenommen, deren Ergebnis in verkleinerter Skizze beigefügt ist (Fig. 1). Schon aus der Form der Tuffmasse geht die Kombination einer Spaltenausfüllung mit einem tuffgefüllten Kanal von ovalem Querschnitt hervor. Zudem konnte durch genaue Untersuchungen das Vorhandensein einer Verwerfungsspalte von 30—40 m Sprunghöhe festgestellt werden, die sich in den Braunjura des Vorlandes fortsetzt. Sie zeigt NW.—SO.-Richtung wie die Schönbuch-Filderspalt, auf die sie hinzuzielen scheint.

Das Jusimaar muß eine viel größere Tiefe, aber lang keinen so gewaltigen Durchmesser wie das Maar von Randeck gehabt haben. Der untere Teil des Maarkessels ist noch erhalten, aber nicht mehr als eine Einsenkung, sondern im Gegenteil als eine Erhebung, weil die Vertiefung durch mächtige, von der Maarwand losgelöste Kalkschuttmassen ausgefüllt wurde. Der frühere Abfluß des Kratersees ist noch als eine tiefe Scharte in dem vulkanischen Körper erhalten.

Nachdem POMPECKJ das Vorkommen von Muschelkalk am Metzinger Weinberg festgestellt hat, bezeugen jetzt zwei größere Stücke von Trochitenkalk eine weitere Ausdehnung des Muschelkalkmeeres nach SO. Wie von KÖKEX an Grafenberg ältere Tuffeinschlüsse in jüngeren gefunden sind, so ist nun auch für den Jusi eine zweite Eruptionsperiode festgestellt worden und es ist wohl überhaupt häufiger, als man bisher glauben mochte, zu einer Wiederholung der Explosion gekommen.

Das Vorkommen von Bohnerz im Jusi und in den ihm benachbarten Eruptionskanälen weist darauf hin, daß zur Zeit der vulkanischen Eruptionen (Mittelmiozän) Bohnerze in einer muldenförmigen Vertiefung des obersten weißen Jura lagerten. Gerade diese Weißjuramulde wurde von einer großen Anzahl von Explosionskratern durchschossen. Den Schluß der Abhandlung bildet ein Ergänzungsbeitrag zu der Arbeit von SCHWARZ (1905) über Grundgebirgs-sprenglinge in den Basalten des Jusi.

F. Haag.

Rühle, Karl: Der Aufbau der Kalisalzlagerstätte des Bernburger Sattels, insbesondere des „älteren Lagers“ von „Solvay in Preußen“. (Sonderabdruck aus d. 6. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. zu Hannover. 1913. 34 p. Mit 2 Taf., 2 Fig. u. 5 Tab. im Text.)

Hornig, G. H.: Die Oberflächenformen des nördlichen Eulengebirges als Beispiel der Einwirkung der nordischen Vereisung auf das mittelschlesische Gebirge. (Landeskundliche Forschungen, herausgeg. v. d. Geogr. Ges. in München. 1913. 94 p. Mit 1 Karte u. 6 Taf.)

Dünkelberg: Übersicht über die Entwicklung des schlesischen Berg- und Hüttenwesens. (Glückauf. 1913. 1358—1362.)

Michael: Die Fortschritte der Geologie Oberschlesiens in den letzten zwanzig Jahren. (Glückauf. 1913. 1362—1366.)

Häberle, D.: Die Gesellschaft für Naturwissenschaft und Heilkunde zu Heidelberg (1818—1847), die Vorläuferin des Naturhistorisch-medizinischen Vereins zu Heidelberg (seit 1856). (Verhandl. d. Naturhist.-med. Ver. zu Heidelberg. N. F. 12. 417—476.)

— Die Gneis-(Granit-)Industrie von Albersweiler in der Rheinpfalz. (Der Steinbruch. VIII. Jahrg. 1913. Heft 22. 300—302. Mit 5 Abb.)

— Über periodische Quellen (Hungerbrunnen usw.) in der Rheinpfalz. (Pfälzische Heimatkunde. VIII. Jahrg. 1912. 165—170.)

— Bericht über die 46. Tagung des Oberrheinischen geologischen Vereines zu Frankfurt a. M. vom 25.—29. März 1913. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 1913. N. F. 3. Heft 2. 3—10.)

— Über einen durch Blitzschlag verursachten Felsabsturz im Mittelgebirge. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 1912. 2. Heft 3. 26—29. Mit Abbildung.)

Alpen.

Franz Kossmat: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. (Mitteil. d. geol. Ges. Wien. 1913. p. 61—165. Mit 3 Taf. u. 9 Fig. im Texte.)

Verf. geht bei seiner umfassenden Darstellung der periadriatischen Faltenregion von den nahezu am gleichen Orte auftretenden verschiedenen Eruptivbildungen aus.

Nach der **TERMIER'schen** Hypothese sollte man erwarten, daß die mesozoischen Eruptivgesteine und ebenso die älteren Glieder der periadriatischen Intrusivreihe samt den von ihnen durchbrochenen südalpinen Schichtgruppen durch die Schubbewegung jeden Zusammenhang mit der Tiefe verloren haben. Wie soll man sich dann das wiederholte Aufleben der vulkanischen Tätigkeit an nahezu den gleichen Orten erklären?

Nach dem Verf. ist das kaum veränderte Verbleiben der Eruptivpunkte in den erwähnten Gebirgszonen eine wichtige Stütze der Auffassung, daß die „Dinariden“ niemals im großen Stil über alpines Terrain vorgedrungen sind. [Noch bemerkenswerter ist das von dem Ref. wiederholt hervorgehobene gänzliche Fehlen der bezeichnenden südalpinen Eruptivgebilde in den — angeblich aus S. stammenden — Nordalpen.] **E. SUESS** hat die südliche Kalkzone der Alpen samt den nach SO. abzweigenden Karstzügen mit dem gemeinsamen Namen der Dinariden belegt und damit den Analogien, die sich in der geologischen Geschichte dieser Teile des adriatischen Rahmens ausprägen, Rechnung zu tragen versucht. Freilich zeigt sich beim Eingehen in die Einzelheiten des Gebirgsbaues, daß trotz aller gemeinsamen großen Züge doch die Faltenzone der Karstländer eine tektonische Sonderstellung gegenüber den Südalpen aufweist, die vielleicht nicht geringer zu veranschlagen ist, als z. B. jene des Drauzuges im Norden der Gailtallinie. Deutlich wahrnehmbare Grenzverhältnisse lassen es wünschenswert erscheinen, innerhalb des Rahmens der „Dinariden“ das dinarische Gebiet im ursprünglichen, engeren Sinne gesondert von den südlichen Kalkalpen zu betrachten. Dieses dinarische Gebiet gliedert Verf. wie folgt:

1. Vom Küstenkarst ausgehend, erreicht man nach Querung des schmalen südöstlichen Ausläufers der Reka-Flyschmulde den überfalteten Kreiderand des Krainer Schneebergzuges.

2. Diese wellige Faltenregion erstreckt sich bis zum breiten ostwestlich streichenden Carbonsattel von Littai.

3. Der Nordflügel der Littai Antikline taucht flach unter die in ihrem axialen Teile noch von transgredierenden, aber mitgefalteten Oberoligocän- und Miocänschichten gebildete O.—W.-Synklinale von Moräntsch, Sagortüffer, jenseits welcher ein zweiter großer Carbonzug als lange, nicht überkippte Antikline den Sannfluß quert.

4. In mehreren Schuppen baut sich dahinter das Triasgebirge der Menina und der Steiner Alpen auf. Wir haben den Bereich der Faltenzonen des Savesystems überschritten und betreten nun ein plateauförmig gebautes Gebiet mit den landschaftlichen Merkmalen des Hochgebirges.

Sericitgrauwacken, Phyllite und Grünschiefer des Cernaufbruches bilden ebenso wie die weiter östlich unter den Meuinakalken fensterartig aufgeschlossenen Sericitschiefer der Lipa ein Glied jener merkwürdigen „Aufbruchs“-reihe, der nach den Aufnahmen TELLER's die vorwiegend durch Chlorit- und Amphibolführung charakterisierten kristallinen Schiefer von Hohenegg nördlich von Cilli angehören. Es erscheint dem Verf. am nächstliegenden, zum Vergleich jene Grauwacken und Grünschiefer heranzuziehen, welche jenseits der Steiner Alpen entlang der Tonalitintrusionen zutage treten. Stimmt diese Korrelation, so liegt die flache Tafel der Steiner Alpen in einer Art Mulden-einsenkung zwischen zwei Aufbruchzonen, deren südliche aber nur stellenweise unter der Trias sichtbar wird. Da zur Tertiärzeit die ganze Masse der Steiner Alpen samt der Menina, in mehrere Schuppen zerlegt, gegen Süden gedrängt wurde, müssen wir mit einer beträchtlichen tektonischen Einengung der kritischen Randzone rechnen.

In den geschilderten Gebirgsstreifen zwischen den im dinarischen Sinne angeordneten Zonen des Unterkraiser Karstes und den Steiner Alpen ist die ostwestlich streichende subalpine Faltenregion des Save-systems eingeschaltet. Sie geht ohne scharfe Grenze in das dinarische Gebiet über, während sie gegen die Steiner Alpen tektonisch abzugliedern ist.

Die gegen den Isonzo und Tagliamento zunehmende Reduktion in der Zahl der sichtbaren tektonischen Zonen läßt sich in dem Hügellande zwischen der Saveebene und dem Isonzotale gut beobachten.

Der Rand der Südalpen dringt über den Karst vor und in letzterem selbst deutet das Verhalten der Hochkarststufen, nämlich das Untertauchen der südöstlichen unter die nordwestlichen Abschnitte, den weiten Einflußbereich dieses Phänomens an.

M. LIMANOWSKI hat den Birnbaumerwald als eine über die Adelsberger Flyschmulde und den Schneeberger Karst vorgedrungene Faltendecke zu deuten versucht. Verf. hat diese Deutungsmöglichkeit abgelehnt, bevor sie noch Gegenstand der Diskussion bilden konnte, und findet auch heute, daß die auf Annahme liegender Falten basierende Synthese mit den wichtigsten Erscheinungen des dortigen Gebirgsbaus nicht in Einklang zu bringen ist. Verf. ist nach wie vor der Überzeugung, daß die drei Hochkarststufen einer und derselben dinarischen Zone angehören, welche transversal zusammengeschoben ist und uns nicht das Bild liegender Falten, sondern das einer besonderen, in der Anlage des periadriatischen Bogens begründeten Schuppenstruktur gibt.

Die Arbeiten MARINELLI's haben den Nachweis erbracht, daß auch im Gebiete des Tagliamento bei Gemona und Tarcento die Frattura periadriatica nicht als ein Bruch, sondern als Überschiebung die aus jungmesozoischen Karstkalken und alttertiärem Flysch bestehende furlanische Voralpenzone, also die unmittelbare Verlängerung der Ternovener Region, von den südlichen Kalkalpen trennt. In diesem Abschnitt bedeutet die „Frattura periadriatica“ sogar eine wichtige Faziesgrenze, da nördlich von ihr die Jura-Neocomserie in Form von Hornsteinkalken, die obere Kreide als Scaglia entwickelt ist,

während in den Voralpen die erstgenannte Gruppe den Charakter der *Diceras-* und Requinienkalke aufweist.

Der gegen die oberitalienische Ebene konkave Bogen der dinarisch-voralpinen Falten wird von der nächsten tektonischen Einheit, der Hauptzone der südlichen Kalkalpen, nicht völlig mitgemacht. Diese springt in der Region der stärksten Beugung, im Isonzo- und Tagliamentogebiet, an Überschiebungsflächen aus und schneidet von den Außenzonen ein Segment ab, so daß sich die Verbindung zwischen Belluneser Voralpen und Karst oberflächlich auf einen schmalen Streifen reduziert.

Am besten lassen sich in den vorwiegend ruhig gelagerten Südtiroler Dolomiten die Wirkungen eines Tangentialdruckes in den Lagerungsverhältnissen der freilich nur an wenigen Stellen der Denudation entgangenen jurassischen und neocomen Schichten erkennen, während in den großen Dolomit- und Dachsteinkalkmassen die Verschiebungen leicht der Aufmerksamkeit entgehen. Es handelt sich um Überfaltungen, welche transversal verlaufen, wie wenn ein gegen das Porphyrgbiet von Bozen gerichteter Schub vorhanden gewesen wäre.

Bau der Julischen Alpen. Beiderseits des Tagliamento-Quertales bestehen die südlichen Kalkalpen aus mehreren ostwestlich streichenden, teilweise überkippten oder überschobenen Falten (A = Antikline, S = Syncline):

A 1. Nördlich der an den Karst anschließenden Flyschregion des oberen Natisonegebietes erhebt sich mit einem Überschiebungsrand der südliche Grenzkamm der Julischen Alpen.

S 1. Am Nordhange des Stollkammes läuft eine schmale Synklinale durch.

S 2. Auch der Triaszug A 2 ist im Norden ähnlich wie der Stoll von einer schmalen, aus Jura- und Kreideschichten bestehenden Syncline begleitet.

A 3. Westlich des Isonzo erhebt sich über der stark zusammengedrückten Syncline S 2 mit einer auffälligen, schon von STUR erwähnten Überschiebung die mächtige Dachsteinkalkmasse der Kaningruppe.

Von Flitsch an vollzieht sich eine große Veränderung im Bau der Julischen Alpen.

Von Flitsch aus sieht man die Dachsteinkalkbänke des Kanin mit einer gegen den Talgrund an Steilheit zunehmenden Südostneigung unter die transgredierenden roten Jurakalke und flyschähnlichen Oberkreidebildungen einschließen.

In genetischem Zusammenhange mit der Durchbiegung der Julischen Schichtplatte stehen aber nicht nur die relativ untergeordneten Sprünge in der Nische von Flitsch, sondern zweifellos auch die großen Transversalstörungen, welche die nördliche Gebirgsabdachung dieses Teiles der Kalkalpen durchschneiden und z. T. bestimmend für die Anlage von tiefen Quertälern waren. Es umfassen die westlichen und südlichen Teile der Julischen Alpen die zentrale Schichtplatte und sinken gegen sie ein.

Immer deutlicher erweist sich die strukturelle Ähnlichkeit der zentralen Julischen Alpen mit den an der Saalach beginnenden plateauförmigen Massen der Salzburgerischen Hochgebirgsregion, deren tektonischer Bereich bis in das

Schneeberggebiet am Ostabbruche der Alpen zu verfolgen ist und von der Deckenlehre als obere ostalpine Decke bezeichnet wird.

Hier wie dort sehen wir die mächtigen, häufig von steilen Brüchen durchschnittenen Kalkmassen durch Überschiebungsflächen gegeneinander und gegen die angrenzenden Gebirgsteile abgegrenzt. Die von F. HAHN untersuchte Grenze der Nordtiroler Faltenregion gegen die Berchtesgadener Schubmasse bietet ein in ihren Grundzügen ganz ähnliches Bild, wie wir es im Kessel von Flitsch oder im Tal der Triglavseen beobachten können: ein „basales“ Gebirge senkt sich in Muldenformen unter den Rand einer aufgeschobenen Platte.

Im nordalpinen Beispiel wird die betreffende Trennungsfläche bekanntlich im allgemeinen als tektonische Deckengrenze erster Ordnung aufgefaßt. Die Faziesverhältnisse sind übrigens nicht einmal bezeichnend, da sich nach den Beobachtungen von F. HAHN der bekannte, aber zu stark betonte Kontrast zwischen der nordtirolisch-bayrischen Entwicklung und jener der Salzburg-Berchtesgadener Plateauregion in der Grenzgegend derart verwischt, daß es sich als notwendig erwies, eine Übergangsfazies mit vielen ganz identischen Triasgliedern auszuscheiden.

Führen wir, was ja schließlich auch ohne Unterstützung durch die Faziesgruppierung gestattet wäre, die Lagerungsverhältnisse in den Julischen Alpen auf Deckenbau zurück, nehmen wir also an, daß die tektonische Einheit I unter II und mit dieser unter III durchstreicht, dann geraten wir in eigenartige Schwierigkeiten.

Daß die Decken von Süden kommen, ist klarerweise ausgeschlossen, denn dort ziehen die autochthonen Karstfalten, deren Sättel überhaupt nicht tiefer als bis in die Kreide geöffnet sind. Bei diesem Verhalten der voralpindinarischen Randzonen besteht natürlich keine Möglichkeit, auch nur eine Decke der Julischen Alpen von Süden herzuleiten; es bleibt nur ein nördliches Herkunftsgebiet zu erwägen.

Bekanntlich tritt (wie Ref. nachwies) zwischen Pontafel und Sexten unter dem Schichtkopf der Südalpen das karnische paläozoische Gebirge als normale stratigraphische Basis zutage. Daß dies auch weiter im Osten der Fall ist, zeigen die Studien TELLER's im Gebiete westlich von Assling.

Gerade nördlich der Belipotok-Überschiebungslinie besteht die ganze Triaszone der Karawanken nur aus dieser einzigen Mulde (Zug des Mittagskogels). Schon $1\frac{1}{2}$ km nördlich vom permotriadischen Schichtkopf des Mittagskogels kommt bereits der gleichfalls von TELLER entdeckte „Tonalit“ zutage; wir stehen an der sogen. Dinaridengrenze. Die Überschiebungsrichtung auf der Nordseite der Karawankenachse ist, nebenbei bemerkt, bereits gegen das Innere des Gebirges gerichtet.

Woher sollen wir nun die beiden oberen Decken der Julischen Alpen, die Einheiten II und III, beziehen?

Je mehr man sich für die Südalpen der Argumentationsweise der Deckentheorie bedient, desto unmöglicher wird die Auffassung der Grenzregion. Die Annahme, daß die Südalpen zuerst eine Massenbewegung nach Norden, dann ein Zurückgleiten nach Süden erfahren haben, ist angesichts der feststellbaren

tektonischen Verhältnisse, der verschiedenen Gebirgsbildungsphasen und der merkwürdigen Konstanz gewisser vulkanischer Hauptlinien nicht als wirkliche Lösungsmöglichkeit zu bezeichnen. Ebenso wenig kann die Idee befriedigen, daß von Norden und von Süden her ein Unterschieben, gewissermaßen ein Unterfahren der oberen Krustenteile stattfand.

Verf. kann aus allen diesen Erscheinungen nur den Schluß ziehen, daß die tektonischen Einheiten der Julischen Alpen in ihrem Verhalten zueinander autochthon sind, daß ihre Umgrenzung nicht die zufällige Denudationskontur von Deckschollen darstellt, sondern im Baue begründet ist. Es handelt sich nicht um Faltendecken oder um ortsfremde Schubmassen, sondern um Schollen, welche in der strengen dem adriatischen Bogen eingespannten Kalk- und Dolomitmasse der Julischen Alpen durch Biegung des harten Materiales ausgesprungen sind und sich sowohl an Blättern als auch Wechselflächen gegeneinander verschoben, ganz ähnlich, wie es nach des Verf.'s Ansicht die einzelnen Staffeln des Hochkarstes taten.

Verf. hält die aus dem Kartenbilde klar hervorgehende Erscheinung für sehr wichtig, daß die südliche Kalkzone in den Steiner Alpen, also östlich der Ablenkung, auf einen weit engeren Raum zusammengedrängt ist als in den Julischen Alpen. Die berühmten Nordüberschiebungen der Steiner Alpen können unter diesen Umständen nicht gut einem Vordringen des Gebirges gegen Norden entsprechen, sondern lassen uns eher schließen, daß von dieser Seite her ein Unterfahren der triadischen Kalktafel stattfand.

Verf. kann aus allem nur den Schluß ziehen, daß die Nordüberschiebungen der besprochenen Gebirgsabschnitte nicht für eine bestimmte Zeit, sondern für bestimmte tektonische Zonen charakteristisch sind und sich in letzteren auch noch während der letzten Phasen der Gebirgsbildung wiederholten. Verf. zweifelt nicht daran, daß in den Hochplateaus der nördlichen Kalkalpen ähnliche Erscheinungen häufig sind.

Es ist wieder das Verdienst TELLER's, gezeigt zu haben, daß die Tonalitnarbe in ihrem östlichen Abschnitt nicht am Nordrande, sondern innerhalb des Karawankenpaläozoicums zutage tritt.

Das Ostende der südlichen Kalkalpen; Tektonik der alpin-dinarischen Knickung. Die Sedimentfalten laufen in einer förmlichen Enge zwischen dem Bacher, also dem äußersten Vorposten der Zentralzone und dem Agramer Gebirge, einem Endgliede der gleichfalls durch kristalline Schiefer und granitische bis dioritische Tiefengesteine charakterisierten Rhodoperegion in die pannonische Ebene hinaus, in deren Untergrund sie wahrscheinlich mit den mesozoischen Inselgebirgen in Verbindung stehen.

Die Ähnlichkeit zwischen dem Grundgebirge der kroatisch-slawnischen Inselberge und jenem der östlichen Zentralzone rechtfertigt die von C. DIENER vertretene Auffassung, daß diese Gebirgsteile ebenso wie die kristallinen Teile der innerungarischen Gebirge in näherer tektonischer Beziehung zu den Zentralalpen stehen.

Denken wir uns die Verdrückung des periadriatischen Bogenseitels ausgeglichen und die Bogenrundung hergestellt, dann glätten sich die gegen die Ebene hinauslaufenden Falten und die Zentralzone schließt sich mit der

Rhodope zu einem einheitlichen Ring, ganz ähnlich wie die äußeren Bogen-
teile der venezianischen Voralpen mit dem Karst.

So wenig auch von den tektonischen Details in den südlichen Randbögen
der eurasiatischen Falten bekannt ist, genügen doch die bisherigen Kenntnisse
zur Feststellung, daß die herrschende Faltungstendenz in ihnen gegen
das mediterrane Hauptbecken gerichtet war.

Die „Dinariden“ figurieren heute in einer häufig wiederholten, aber nie-
mals wirklich begründeten Hypothese als ein Krustenteil, der die alpinen Falten
nach Norden getrieben hat und sie sogar in weitem Ausmaß — nach TERMIER
im Minimum 150 km! — überdeckt haben soll. Der Südfaltung wird dabei
bloß die Rolle einer späteren, mehr untergeordneten und von der Allgemein-
bewegung abzutrennenden Erscheinung zuerkannt.

Die „Dinariden“ nehmen so in den bekannten Synthesen des Alpenbaues
eine „abnormale“ Stellung ein. Ein Forscher, der bei der tektonischen Alpen-
betrachtung seine Ausgangspunkte im Süden wählt, gelangt jedoch zu ab-
weichenden Ergebnissen.

Betrachten wir z. B. Montenegro und die Merdita als Deckenländer,
leiten mit C. SCHMIDT den Monte Gargano in Ostitalien als exotische Scholle
aus der dalmatinisch-bosnischen Faltungsregion ab, lösen mit M. LIMANOWSKI
den Hochkarst nicht in Transversalschuppen, sondern in große Faltendecken
auf und betrachten die Julischen Überschiebungen sowie das Verhältnis der
venezianisch-dinarischen Voralpenzone unter dem gleichen Gesichtswinkel,
dann gelangen wir an der sogen. Dinaridengrenze entlang der Tonalitregion
zu einer mehr als rätselhaften Tektonik.

Wird doch die gleiche schmale Zone der Karawankenfalten, aus der wir
unsere Julischen Decken ableiten müßten, ohne dabei die Heimat für die obersten
feststellen zu können, bereits als Ansatzlinie für die obere ostalpine Serie in
Anspruch genommen.

Die dinarische Außenregion ist zu allen Zeiten, die für große cretacische
und tertiäre Alpenbewegungen in Betracht kommen, tief gelegen; wenn irgend-
wo, so gilt für sie der Begriff der Geosynkline.

Ihre Ablagerungen haben den Faltungen und Überschiebungen genau so
wenig widerstanden wie jene der Alpen. Der Hauptunterschied zwischen den
„Dinariden“ und Alpen, resp. Nordalpen liegt darin, daß erstere kein Hindernis
an nahen Außenmassiven fanden, sondern sich frei in das Innere der adria-
tischen Mulde entfalten konnten.

Die Gailtal-Judikarienlinie durchschneidet wiederholt die Tonalitregion,
ohne ihren zur Anordnung der Zentralalpenzonen in enger Beziehung stehenden
Verlauf wesentlich zu stören; ähnliches kann man an dem Quarzphyllitgürtel
Ulntaler Alpen—Brixen—Turntaler Berge feststellen. So ist denn nach dem
Verf. die Vermutung nicht von der Hand zu weisen, daß auch die Zentral-
granite und Tonalite der Hohen Tauern ebenfalls dem genannten Intrusivgürtel
anzureihen sind, wofür nicht nur ihre petrographische Natur, sondern auch ihre
Einfügung in die ganze Bogenkontur anzuführen seien.

Das Eintreten der in dinarischem Sinne streichenden Ablenkungszone:
Savebecken—Villach—Mölltal, in den Körper der Zentralalpen und ihr Par-

allelismus mit den südwestlichen Randabsenkungen des böhmischen Massivs weist gleichfalls auf das enge Einschmiegen des adriatischen Bogens in die Gestalt seines festen Rahmens hin.

Verf. findet es nicht nur möglich, sondern aus verschiedenen tektonischen Gründen sogar wahrscheinlich, daß große Überschiebungen gegen die Konkavität des Gebirges, also förmliche Überstülpungen der nördlichen Ringteile über die südlichen im Innern der Zentralzone in ähnlicher Weise stattfanden, wie wir sie in der Umrandung der Venezianer Ebene beobachten. In diesem Sinne möchte Verf. das Verhältnis der Hohen Tauern zum Radstädter Mesozoicum, den Pinzgauer Quarzphylliten und dem Rand der Öztaler Masse auffassen. Könnten wir uns den Alpenbogen gestreckt denken, so müßte nach seiner Ansicht dieses Strukturbild dem normalen Zonarbau Platz machen.

Wenn wir gleichzeitig sehen, daß auch im Innern der Alpen der Tauernbogen in engem Zusammenhang mit verschiedenen anderen periadriatischen Strukturmerkmalen steht, so kann eine Lösung nicht befriedigen, die uns zwingt, zwischen die teilweise tonalitischen Zentralgranite und die gleichfalls vortektonischen Brixener und Karawanken-Tonalite die ganze ungeheure Breite der ausgeglichen gedachten Radstätter- und Nordalpendecken zu legen.

Eine große Bedeutung haben in der periadriatischen Abdachung der Alpen die Transversalbewegungen. Auch in den Zentral- und Nordalpen bringt die fortschreitende Untersuchung immer neue Belege für die große Bedeutung transversaler Zusammenstauchungen.

Die Erforschung dieser Strukturtypen, die das normale Faltenbild nicht selten komplizieren oder stören, ist schon deshalb von besonderem Interesse, weil sie oft Deckenreihen vortäuschen, wo transversale Schuppung innerhalb einer und derselben tektonischen Einheit vorliegt.

Der vorstehende Auszug bringt die wertvollen neuen, vom Verf. auf Grund der Tektonik der Südostalpen gewonnenen Gesichtspunkte genügend zum Ausdruck. Die letzten drei Abschnitte sind allgemeineren Inhalts und sollen die Beziehungen der Dinariden zu den östlichen Zentralalpen aufdecken.

Zunächst hat Verf. die angreifbaren Punkte der Deckenlehre, beispielsweise die Öffnung des lepontinischen Tauernfensters gegen SW. sowie die Bodenständigkeit der Murtaler Alpen zu einer geschickten Gesamtkritik der TERMER'schen Theorien über den Bau der Ostalpen verwertet. Die Beobachtung des Durchgreifens lokaler Verschiebungen im Karawanken-Faltensystem bis in das Gebiet von Sonnblick und Hochalm muß als ein neuer und fruchtbarer Gedanke gewertet werden. Viel zu weit scheint aber Verf. zu gehen, wenn er meint, daß nun der ganze Tauernbogen, das Kerngerüst der östlichen Zentralalpen, als „Kopf der Dinariden“ angesprochen werden soll. Wenig sehen wir auch dadurch gewonnen, daß die Pinzgauer Phyllitzone von Norden her auf die metamorphen Hüllschichten der Hohen Tauern heraufgeschoben sein soll.

Der fundamentale Gegensatz des im alpinen Sinne ungefalteten kristallinen Grundgebirges in den eigentlichen Dinariden (Recoaro, Cima d'Asta)

und der heftig alpin zerfalteten kristallinen Gesteinsmassen jenseits der Judicarien-Gailtal-Linie spricht zugunsten der Notwendigkeit der alten Grenzführung.

Sehr bemerkenswert ist, daß auch KOSSMAT in den Südostalpen die Bedeutung der Transversal-(= Längs-)Bewegungen betont hat, die ja im Grenzgebiet von Ost- und Westalpen neuerdings von HAMMER-AMPFERER und von SPITZ-DYHRENFURTH als Hauptwaffe gegen die uniformistische Deckenlehre verwandt worden sind.

Gegen die von KOSSMAT versuchte Gleichstellung der Grenztonalite mit den Zentralgneisen in den Tauern dürften, abgesehen von tektonischen, nach den Untersuchungen von BECKE und SANDER auch gewichtige petrographische Gründe ins Feld zu führen sein.

Es scheint uns ferner sicher erwiesen, daß in den Steiner Alpen und im Hochkarstgebiet durch die Deckenlehre nichts gewonnen wird. Andererseits aber besteht kein Grund, den Schuppenbau der nordöstlichen Kalkalpen, wie ihn hauptsächlich die Arbeiten von AMPFERER und HAHN festgestellt haben, lediglich per analogiam in Zweifel zu ziehen.

Die Zeiten der Buch'schen Symmetrie der Ostalpen sind endgültig vorüber.

F. Frech und R. Lachmann.

P. Vinassa de Regny et M. Gortani: Le paléozoïque des Alpes Carniques. (Extr. d. Compt. Rend. d. Congr. Géol. Intern. 1910. p. 1005—1012. Mit 1 Karte.)

Die Verf. geben einen Überblick der paläozoischen Serie ihrer Aufnahmen in den Karnischen Alpen, welche im wesentlichen mit den früheren Darlegungen des Ref. übereinstimmt. Die von GEYER als silurisch angesehenen Schiefer und Eruptivgesteine des friulanischen Abhangs werden zutreffend wieder zum Carbon gezogen — allerdings nicht zum Untercarbon, wie es Ref. und später erneut P. G. KRAUSE auf Grund unabhängig gefundener Profile und Versteinerungen tat, sondern zum „Obercarbon“, das in diesem Falle die Gonioclymenienstufe, d. h. das höchste Devon konkordant überlagern würde. [Auch die im Gailtal vorkommenden Nötscher Schichten mit dem Leitfossil der Viséstufe *Productus giganteus* werden dem Obercarbon zugewiesen — allerdings lediglich in Diskussionsbemerkungen, nicht auf Grund einer Untersuchung der Fauna. Ref.]

Die Verschiedenheit zwischen VINASSA DE REGNY und FRECH besteht darin, daß ersterer die Schichten mit *Asterocalamites scrobiculatus* und einer *Sphenopteris* als obercarbonisch, letzterer dagegen als untercarbonisch ansieht. In letzterer Beziehung stimmt FRECH mit PAUL G. KRAUSE überein, der die konkordante Auflagerung des als „Silur mit Pseudocalamiten“ gedeuteten Untercarbons auf dem von FRECH nachgewiesenen Clymenienkalk nachwies. Die Frage steht nur so: Ist für die Altersbestimmung die *Sphenopteris* oder der von STUR, POTONIÉ und dem Vortragenden bestimmte *Asterocalamites scrobiculatus* maßgebend?

Solange von Spitzbergen bis Australien, d. h. in ganz Europa und Australasien *Asterocalamites* als Leitfossil des Untercarbons gilt, wird man auch in den Kar-

nischen Alpen dieses weltweit verbreitete Leitfossil für maßgebend halten und die Schiefer als untercarbonisch bezeichnen.

Auch die sonstige Gliederung des karnischen Obercarbon ist nicht ganz zutreffend wiedergegeben. Das mittlere, der Faltung entsprechende Carbon (*Mosquensis*-Stufe) fehlt. Die Auernigsschichten mit *Sp. supramosquensis* werden von dem höchsten Obercarbon, reinen grauen Kalken mit *Schwagerina*, und diese von den Trogkofelkalken, d. h. der tiefsten Dyas überlagert. Die bei dem Verf. wieder auftauchende „Uggowitzer Breccie“ ist, wie Ref. längst nachwies, teils Dyas, teils Muschelkalk.

Die Bemerkung, daß nach TARAMELLI die Faltung, nach F. FRECH Brüche der hervortretende tektonische Charakter der Karnischen Alpen seien, wird der Tatsache nicht gerecht, daß F. FRECH in seiner Beschreibung und in zahlreichen Abbildungen eine sehr intensive mittelcarbonische Faltung und eine wesentlich jüngere, d. h. tertiäre, den Dislokationen der sogen. Dinariden entsprechende Bruchbildung nachgewiesen hat. Frech.

Ostalpen.

Krauß, Hans: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. (Geognost. Jahresh. XXVI. Jahrg. München 1913. 105—154.

Mit 1 Karte, 1 Profiltaf., 2 Fossiltaf., 2 Textbeil. u. 9 Abb. im Text.)

Hartmann, Eduard: Der Schuppenbau der Tarentaler Berge am Westende der Hohen Tauern. (Tuxer Voralpen). I. Teil (Stratigraphie und Petrographie). (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1913. 63. Heft 2. 207—342. Mit 23 Fig. im Text.)

— Der Schuppenbau der Tarentaler Berge am Westende der Hohen Tauern (Tuxer Voralpen). II. Teil. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1913. 63. 2. Heft. 343—383. Mit 1 geol. Karte, 2 Profiltaf., 1 Relieftaf. u. 23 Fig. im Text.)

Geyer, Georg: Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1913. No. 11 u. 12. 267—309. Mit 2 Textfig.)

Gaulhofer, Karl und Josef Stiny: Die Parschluger Senke. Vorläufige Mitteilung über die geologischen Verhältnisse am Westende des Semmeringfensters. (Mitt. d. geol. Ges. Wien. 1912. 4. 324—344. Mit 1 Karte u. 4 Fig. im Text.)

Horn, Max: Vorläufige Mitteilung über den ladinischen Knollenkalkkomplex der Südalpen. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. No. 16. 508—512.)

Westalpen.

Schardt, H.: Neue Gesichtspunkte der Geologie. Antrittsrede als Professor der Geologie an der Universität Zürich. (Mitt. d. Naturwiss. Ges. in Winterthur. 1912. 15 p. 9. Heft.)

H. Giessberger: Das ragusanische Erdbeben von 1667. (Münchener geographische Studien, herausgegeben von SIEGMUND GÜNTHER. 28. Stück. München 1913. p. 1—74.)

Auf Grund eingehender historischer und topographisch-seismischer Untersuchungen — es wird u. a. ein dalmatinischer, bis 361 n. Chr. zurückreichender Erdbebenkatalog gegeben — gelangt Verf. zu folgenden Schlüssen: Ragusa liegt wahrscheinlich auf oder nahe der Kreuzungsstelle mehrerer seismischer Stoßlinien, von denen die eine durch die Städte Ragusa—Metkovich, die andere durch die Orte Budua—Castelnovo—Ragusa—Stagno ungefähr festgelegt zu sein scheint. Auch sind vermutlich zwischen Ragusa und der Insel Meleda noch irgendwelche submarine seismische Zusammenhänge vorhanden. Wir wissen ferner, daß das dalmatinische Küstengebirge junggeologischen Alters ist und daß dort Krustenverschiebungen in rezenter Zeit noch fortwirken. Der heftige Erdstoß, der am 6. April 1667 Ragusa und die ganze Küstenlandschaft bis auf weit ins Innere erschütterte, dürfte demnach das Produkt von Spannungen im Gebirgsbau gewesen sein, die durch diesen mächtigen Stoß eine Auslösung vollzogen. Daß dieser Akt der Entspannung das Gleichgewicht in den Erd-rindenstücken nicht sofort in erschöpfender Weise hergestellt hat, beweist die Reihe von Folgebeben während annähernd zweier Wochen.

Ferner weiß man, daß sich das dalmatinische Küstengebiet über das Senkungsfeld der Adria erhebt. Und gerade dort, wo größere Meerestiefen bedeutenderen Landerhebungen gegenüberstehen, finden sich regelmäßig schlecht gestützte Krustenteile. [Die Jugendlichkeit des Einbruchs prägt sich im Gebirgsbau aus: die das dalmatinische Küstengebirge zusammensetzenden Falten werden in sehr schiefer Winkel von der Küstenlinie geschnitten, d. h. der adriatische Randbruch ist bei Ragusa, das dem Ref. durch verschiedene Besuche genau bekannt ist, wesentlich jünger als die Faltung. Ref.]

Zieht man dazu noch in Betracht, daß die Wirkungen dieses Bebens sich über einen großen Raum verteilen, der, wie einige wollen, im makroseismischen Sinne von Venedig bis Morea und darüber hinaus reichte, so unterliegt es keinem Zweifel, daß wir es in unserem Falle mit einem ausgesprochenen Dislokationsbeben zu tun haben, dessen Ursachen einzig und allein im tektonischen Aufbau und im geologischen Alter des betreffenden Küstenteils begründet sind.

Verf. schätzt die Größe dieses erschütterten Gebietes auf über 400 000 qkm, eine Ziffer, die eher zu niedrig als zu hoch angesetzt ist. Und in der Tat liegen Nachrichten vor, daß das Beben auch noch in Konstantinopel und Smyrna gefühlt wurde. Sind diese Meldungen zuverlässig — und es ist vorerst kein Grund vorhanden, sie anzuzweifeln —, so erhöht sich die Ziffer der angegebenen Quadratkilometer reichlich auf das Doppelte. **Frech.**

Ungarn.

L. v. Loczy: Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees (Plattensees). Anhang: Paläontologie der Umgebung des Balatonsees. Wien 1901—12. 4 Bände.

Erster Band:

I. E. M. Vadasz: Triasforaminiferen aus dem Bakony. (p. 1—44. Mit 2 Taf.)

II. P. Vinassa de Regny: Trias-Spongien aus dem Bakony. (p. 1—22. Mit 3 Taf.) (Dies. Jahrb. 1902. I. -491-.)

III. —: Neue Schwämme, Tabulaten und Hydrozoen aus dem Bakony. (p. 1—17. Mit 4 Taf.) (Dies. Jahrb. 1910. I. -310-.)

IV. —: Trias-Tabulaten, Bryozoen und Hydrozoen aus dem Bakony. (p. 1—22. Mit 2 Taf.)

V. K. v. Papp: Trias-Korallen aus dem Bakony. (p. 1—23. Mit 1 Taf.) (Dies. Jahrb. 1902. I. -153-.)

VI. F. A. Bather: Triassic Echinoderms of Bakony. (p. 1—288. Mit 18 Taf.) (Dies. Jahrb. 1902. I. -153-.)

Zweiter Band:

I. A. Bittner: Brachiopoden aus der Trias des Bakonyer Waldes. (p. 1—60. Mit 5 Taf.) (Dies. Jahrb. 1901. II. -155-.)

II. Fr. Frech: Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. (p. 1—138. Mit 140 Abbild.)

III. A. Bittner: Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyer Waldes. (p. 1—107. Mit 9 Taf.) (Dies. Jahrb. 1902. I. -313-.)

IV. Fr. Frech: Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes der Cassianer und Raibler Schichten, sowie des Rhät und des Dachsteindolomites (Hauptdolomit). (p. 1—96. Mit 16 Taf. und 27 Textbild.) (Dies. Jahrb. 1910. II. -451-.)

V. E. Kittl: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. (p. 1—230. Mit 10 Taf.) Ref. von F. FRECH ist im Druck.

VI. —: Trias-Gastropoden des Bakonyer Waldes. (p. 1—58. Mit 3 Taf.) (Dies. Jahrb. 1902. II. -305-.)

VII. J. v. Böckh und L. v. Loczy: Einige rhätische Versteinerungen aus der Gegend von Rezi im Komitat Zala und das Resultat neuerer dortiger Aufsammlungen. (p. 1—8. Mit 1 Taf.)

Dritter Band:

I. K. Diener: Mitteilungen über einige Cephalopodensuiten aus der Trias des südlichen Bakony. (p. 1—22. Mit 1 Taf.) (Dies. Jahrb. 1903. I. -123-.)

II. —: Neue Beobachtungen über Muschelkalk-Cephalopoden des südlichen Bakony. (p. 23—32. Mit 1 Taf.) (Dies. Jahrb. 1903. I. -123-.)

III. **G. v. Arthaber**: Neue Funde in den Werfener Schichten und im Muschelkalke des südlichen Bakony und Revision der Cephalopodenfauna des Muschelkalkes. (p. 1—26. Mit 2 Taf.)

IV. **Fr. Frech**: Neue Cephalopoden aus den Buchensteiner, Wengener und Raibler Schichten des südlichen Bakony. (p. 1—74. Mit 11 Taf.) (Dies. Jahrb. 1910. I. -297-.)

V. —: Nachträge zu den Cephalopoden und Zweischalern der Bakonyer Trias (Werfener und Cassianer Estheriensichten). (p. 1—30. Mit 30 Abbild. im Text.)

VI. **Gy. Méhes**: Über Trias-Ostracoden aus dem Bakony. (p. 1—38. Mit 4 Taf.)

VII. **O. Jaekel**: Wirbeltierreste aus der Trias des Bakonyer Waldes. (p. 1—23.)

VIII. —: *Placochelys placodonta* aus der Obertrias des Bakony. (p. 1—91. Mit 10 Taf.) (Dies. Jahrb. 1907. II. -329-.)

IX. **M. E. Vadasz**: Die Juraschichten des südlichen Bakony. (p. 1—89. Mit 2 Taf.)

Vierter Band:

I. **J. Tuzson**: Monographie der fossilen Pflanzenreste der Balatonseegegend. (p. 1—64. Mit 2 kolor. Taf.)

II. **J. Halavats**: Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. (p. 1—80. Mit 3 Taf.)

III. **E. Lörenthey**: Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. (p. 1—126. Mit 3 Taf.)

IV. **St. Vitalis**: Die Ziegenklauen der Balatongegend und ihre Fundorte. (p. 1—38. Mit 2 Taf.)

V. **A. Weiss**: Die pleistocäne Conchylienfauna der Umgebung des Balatonsees. (p. 1—38.)

VI. **Th. Kormos**: Neuere Beiträge zur Geologie und Fauna der unteren Pleistocänschichten in der Umgebung des Balatonsees. (p. 1—53. Mit 2 Taf.)

VII. —: Zur Kenntnis der geologischen und faunistischen Verhältnisse des Nagyberék-Moorees im Komitat Somogy. (p. 1—16. Mit 1 Kartenskizze.)

VIII. —: Die geologische Vergangenheit und Gegenwart des Sarrétbeckens im Komitat Fejér. (p. 1—72. Mit 2 Taf.)

IX. —: Über die Fauna des Süßwasserkalkes von Mészely. (p. 1—12.)

X. —: Die pleistocäne Molluskenfauna im Ostabschnitte des Gebietes jenseits der Donau. (p. 1—30.)

XI. **O. Kadic**: Die fossile Säugetierfauna der Umgebung des Balatonsees. (p. 1—26. Mit 6 Taf.)

Über das Erscheinen der einzelnen, zunächst nur im Separatabzug vorliegenden Abschnitte ist bereits seit Jahren berichtet worden (vergl. dies. Jahrb. 1902. I. - 153-; ebenda - 495-; 1907. II. - 329- etc.), doch dürfte es nicht überflüssig sein, auf das vollständige Erscheinen des gesamten paläontologischen Anhangs besonders hinzuweisen. Wie die Bearbeitung der verschiedenen Gruppen der Mollusken und der Brachiopoden in den Abhandlungen der geologischen Reichsanstalt, so liegen jetzt hier die paläontologischen Monographien der verschiedenen Formationen des ungarischen Mittelgebirges vereinigt vor. Der Hauptnachdruck liegt auch für das Gebiet des Plattensees auf der Trias. Allerdings ist der in den der Trias gewidmeten drei Bänden wiedergegebene Reichtum vor allem den sehr sorgfältigen Aufsammlungen L. v. Lóczy's und LACZKO's zu danken. An und für sich ist der Reichtum der Fundorte von Veszprem, wie sie sich bei gelegentlichen Besuchen ergeben, nicht mit den klassischen Vorkommen der Alpen, mit der Gegend von Hallstatt, St. Cassian oder auch nur mit Raibl auf eine Stufe zu stellen.

Das groß angelegte, von L. v. Lóczy herausgegebene Werk gibt in dem sogen. paläontologischen „Anhang“ eine vollständig paläontologische Bearbeitung aller am Plattensee auftretenden geologischen Formationen. Trias, Jura, Tertiär und Quartär. Das Hauptgewicht ruht auf der Trias, deren Entwicklung schon vor 40 Jahren die Aufmerksamkeit hervorragender Alpineologen erregt hatte. Besonders ist der vorliegende „Anhang“ wichtig dadurch, daß hier ganz nach dem Vorbilde bekannter Reisewerke wie F. v. RICHTHOFEN's oder des Herausgebers selbst der Versteinerungsreichtum eines einheitlichen Gebietes gleichzeitig durch bekannte Spezialisten bearbeitet wird. Gegenüber der in der Natur der Sache liegenden geographischen Zersplitterung der eigentlichen paläontologischen Literatur ist in dem Plattenseewerk alles über ein natürliches Gebiet Bekannte vereinigt.

Die Trias des Nordufers des Plattensees zeigt ozeanische — oder um der gewöhnlichen Sprechweise treu zu bleiben — „alpine“ Entwicklung. Nur hier und da ist ein Übergang zu dem Binnenmeere der deutschen Trias angedeutet, so z. B. im mittleren Buntsandstein, wo der einzige mitteldeutsche Zweischaler (*Gervilleia Murchisoni*) auch in Ungarn vorkommt. Auch die sehr viel geringere Mächtigkeit aller Schichten am Plattensee deutet darauf hin, daß wir uns nicht mehr im Bereich der mächtigen Sedimentanhäufungen des alten „Großen Mittelmeeres“ befinden. Es ist natürlich hier nicht der Platz, auf irgendwelche Einzelheiten einzugehen, nur sei daran erinnert, daß in der Stadt Veszprem eines der eigentümlichsten Triasreptilien, die äußerlich schildkrötenähnliche, aber mit Mahlzähnen versehene *Placochelys* JAEKEL, vorkommt, deren Verwandte aus dem deutschen Muschelkalk bisher nur durch schwer zu deutende isolierte Köpfe (*Placodus*) bekannt waren. Ebenso ist auch die Beobachtung wichtig, daß in der Plattenseetrias die größten und die allerwinzigsten bisher bekannten Molluskenfaunen gefunden wurden (die ersteren in den Dolomiten der Obertrias, die letzteren an der Basis des Muschelkalkes). Ebenso interessant ist der Nachweis mancher Ammonitenformen, die man bisher nur aus der Hallstätter oder aus der bosnischen Trias kannte.

Vor den paläontologischen Bearbeitungen der erwähnten Reisewerke hat

der vorliegende Anhang die große Vollständigkeit voraus, welche die Wissenschaft vornehmlich den unermüdlichen, durch Jahrzehnte fortgesetzten Bemühungen des Herausgebers verdankt. Man weiß nicht, ob Lóczy's Aufnahmen und Aufsammlungen im Gelände oder die zähen und schließlich von vollem Erfolge gekrönten Bemühungen um Gewinnung der einzelnen Spezialisten und Beschaffung der sehr erheblichen Geldmittel größere Bewunderung verdienen. Jedenfalls vereinigt die Bearbeitung besonders der Balatontrias in Wort und Bild, d. h. auf vortrefflichen Tafeln ein Material, dessen eingehende Berücksichtigung fortan gerade für die Alpengeologie und Paläontologie unerlässlich sein wird.

Frech.

Rußland.

Michel Tetiaeff: Les grandes lignes de la géologie et de la tectonique des terrains primaires de la Russie d'Europe. (Ann. de la Soc. géol. de Belgique. 39. Memoires. p. 143—234. Pl. VI.)

Eigene Beobachtungen liegen dieser Arbeit nicht zugrunde; es werden hierin vielmehr die Ergebnisse der Untersuchungen des russischen geologischen Komitees verarbeitet und zusammengefaßt. Die Arbeit basiert auf den Prinzipien der Lütticher Schule, wie sie zuerst von M. LOHEST und P. FOURMARIER in der Arbeit über „Les grandes lignes de la géologie et de la tectonique des terrains primaires de la Belgique“ angewendet wurden. — Von den kristallinen Gebirgsmassen, die das europäische Rußland umgeben, sind das finnländische Massiv im Norden und das Massif du Midi am Bug und unteren Dnjeper bis zum Asowschen Meer präcambrischen Alters; beide haben ehemals vielleicht ein einziges großes Massiv gebildet. Die Längserstreckung der finnländischen Masse in NO.—SW.-Richtung ist als Folge der kaledonischen Faltung anzusehen, die NW.—SO.-Erstreckung des Massif du Midi als Folge der hercynischen Faltung. Die kristallinen Kerne des Kaukasus und des Ural stellen jüngere metamorphe Schichten dar. Es wird weiterhin die Verbreitung und Fazies des Cambriums und Silurs besprochen; die Änderung in der Fazies wird durch Bewegungen des Festlandes und des Meeresspiegels erklärt. Das Cambrium ist an der Basis tonig, wird in der Mitte sandig und nach oben wieder tonig. Das Untersilur ist im Balticum kalkig. Nach SO. wird es tonig-sandig, nach SW. rein sandig; im Süden fehlt es völlig. Das Obersilur ist im Timan und im baltischen Gebiet in kalkiger Fazies ausgebildet; im Süden, in Podolien ist es anfangs tonig-sandig und wird schließlich nach oben rein kalkig. Nach allem haben wir im Cambrium und besonders im Silur eine große Transgression anzunehmen, die von NW. nach SO. vorrückt, im Obersilur ihr Maximum erreicht, um erst durch die kaledonische Faltung in weiterem Vorrücken behindert zu werden. Diskordant auf Silur und Cambrium ruhen die devonischen und carbonischen Ablagerungen, die hauptsächlich im SW. und im Zentrum des Reiches, ferner im Ural und im Timan entwickelt sind. An die „Anticlinale du Midi“ im SW. schließen sich nach Westen an das Kohlenbecken von Dombrowa und das Urmassiv von Kielce—Sandomir in Polen; ferner die silurischen und devo-

nischen Schichten Wollhyniens und Podoliens. An den NO.-Flügel der „Anticlinale du Midi“ legt sich das ebenfalls NW.—SO. erstreckte Kohlenrevier des Donetz, das z. T. von jüngeren Ablagerungen bedeckt ist. Zwischen den Donetz-falten und dem großen Becken von Moskau erhebt sich die von devonischen Ablagerungen gebildete „Anticlinale du Centre“. Das Moskauer Kohlenbecken reicht im Osten bis an den Ural und im Norden bis an das finnländische Massiv. Das Unterdevon ist in Polen in sandiger Fazies als Obercoblenz („Emsstufe“) ausgebildet; im Ural ist es von der Basis an kalkig-sandig. Sonst fehlt Unterdevon in Rußland. Es existierten also am Ende des Unterdevon in Rußland zwei Meere, eines in der Gegend des Ural, das zweite drang von Polen hinein; im Mitteldevon dringen beide Meere gegen die Mitte vor. Gegen Ende des Mitteldevons erreicht die Transgression ihr Maximum; ganz Rußland, mit Ausnahme der Mitte, ist vom Meer bedeckt, das überall seine kalkigen Bildungen ablagert. Im Oberdevon beginnt die Regression, die zur Famennezeit überall bemerkbar ist; in den baltischen Provinzen stellt sich wieder die sandige Fazies mit Fischen ein, im Zentrum und in Polen macht die kalkige Fazies der tonig-kalkigen Platz und im östlichen Ural treten wieder tonig-sandige Bildungen auf. — Besonders eingehend beschäftigt sich Verf. mit dem Carbon. Es sind drei Stufen zu unterscheiden, und zwar: C₁ (Bezeichnung des Comité géologique) die Stufe mit *Productus mesolobus*, *striatus* und *giganteus*; C₂ Stufe mit *Spirifer mosquensis*; C₃ Stufe mit *Productus Cora*, mit Fusulinen und Schwagerinen. [C₂ und C₃ entsprechen dem Obercarbon der deutschen Literatur. Red.]

Die Stellung der flözführenden Schichten innerhalb dieser Stufen und die Parallelisierung in den drei wichtigsten Kohlenbecken von Dombrowa, Donetz und Moskau wird durch folgende Tabelle veranschaulicht.

Diese Tabelle läßt folgende Schlüsse zu. Von NO. (Becken von Moskau) nach SW. (Dombrowa-Becken) vorschreitend, liegt das flözführende Niveau in immer höheren Schichten der Formation, während umgekehrt die kalkige Fazies immer tiefer hinuntergeht; dabei nimmt das Donetzbecken eine Mittelstellung zwischen beiden Extremen ein. Verf. untersucht dann eingehend die verschiedene Fazies des Carbons in ganz Rußland und kommt dabei zu dem Resultat, daß in Rußland eine breite flözleere, kalkreiche Zone existiert, die sich vom Onegasee über den nördlichen Teil des Beckens von Moskau und den südlichen Ural bis nach Turkestan in etwa NW.—SO.-Richtung erstreckt. Symmetrisch zu beiden Seiten dieser sterilen Zone liegen die gleich faziell ausgebildeten kohleführenden Ablagerungen, und zwar nimmt der Reichtum an Kohle mit der Entfernung von der sterilen Zone nach NO. und SW. gleichmäßig zu. Ein Übersichtskärtchen veranschaulicht diese Verhältnisse. Die Verteilung der Meere im Carbon denkt sich Verf. derart, daß während der ganzen Formation in Rußland ein NW.—SO. gerichtetes carbonisches Mittelmeer bestand, das der sterilen kalkreichen Zone entspricht. Im Untercarbon war dieses Meer nach SW. und NO. von den großen westeuropäischen und sibirischen Ozeanen durch ziemlich schmale kontinentale Ebenen getrennt, an deren Rande sich durch wechselnde Strandverschiebung die flözführenden Schichten des Ural und des Moskauer Beckens bildeten. Im Mittel- und besonders im Obercarbon breitete sich das russische Mittelmeer nach NO. und SW. weit aus bis nach

	Belgien	Dombrowa- Becken	Donetz- Revier	Becken von Moskau
C ₃	Höheres Obercarbon [Houiller supérieur]		a } ohne s } Kohle c } a } mit s } Kohle c }	Kalke mit { <i>Schwagerina prin-</i> <i>ceps</i> <i>Fusulina</i> <i>Productus Cora</i>
C ₂	Unteres Obercarbon [Houiller inférieur]	a } mit s } Kohle ¹ a } ohne s } Kohle	a } mit s } Kohle c }	Kalke mit <i>Spirifer mosquensis</i>
C ₁	Untercarbon [Dinantien]	Kalke	a } ohne s } Kohle c } Kalke mit <i>Prod. gigant.</i> und <i>Prod. semi-</i> <i>reticulatus</i>	Kalke mit <i>Prod. giganteus</i> Kalke mit <i>Prod. giganteus</i> a } mit s } Kohle c } Kalke von Oupa a } mit s } Kohle c }

a = tonige Fazies; s = sandige Fazies; c = kalkige Fazies.

Polen und zum westlichen Sibirien; dabei drang das Meer verschiedentlich in die sich bildenden großen Kontinente von Sibirien und Westeuropa ein und gab Veranlassung zur Bildung von marinen Lagen, die mit flözführenden Schichten abwechseln, [bei Dombrowa aber auf das tiefere Obercarbon beschränkt sind. Red.].

Im zweiten Teil wird die Tektonik des russischen Paläozoicums besprochen. Die wichtigste Rolle spielen die kaledonische und die „hercynische“ Faltung, denen beiden eine Festlandsperiode folgt. Spätere Faltungen haben die hercynische Faltung noch verstärkt, wie es besonders in Polen beobachtet wurde. Die kaledonische Faltung ist in NW.-Rußland besonders gut entwickelt. Im Süden des finnländischen Massivs existiert eine breite, NO.—SW. gerichtete Mulde aus Cambrium und Silur, an die sich die Sättel von Lovat und Ravanitchi

¹ [Die kohlenführenden Schichten von Dombrowa versetzt Verf. schon in sein Houiller supérieur, was ganz entschieden unzutreffend ist. Red.]

anschließen. Das finnländische Massiv wird als eine große, bis auf ihre Wurzeln abgetragene Antikline angesprochen, die sich zwischen dem nordwestrussischen Becken und den cambrisch-silurischen Ablagerungen Skandinaviens erstreckt. Spuren der kaledonischen Faltung sind weiterhin in ganz Nordrußland zu verfolgen. Die Stoßrichtung der Faltung kam von S. Bei der hercynischen Faltung lassen sich zwei Gebiete trennen: der Südwesten des Reiches mit Polen, dem „Massif du Midi“, und dem Donetzbecken, ferner der Osten mit dem Ural; zwischen beiden Gebieten liegt eine flachwellige Zone. Für den Südwesten ist von Wichtigkeit die Gegenwart des „Massif du Midi“, an das sich östlich das Donetzrevier und westlich das polnische Becken legen. Die Tektonik Polens wird von drei Antiklinen beherrscht: 1. das böhmische Massiv, 2. der Sattel von Krakau—Sieverz, 3. das Massiv von Kielce—Sandomir; die beiden entsprechenden Mulden sind die große oberschlesische Mulde (Rybnik—Kattowitz) und die Mulde von Andrejew. Ferner sind im Norden des Gebietes mitten in Polen unter der Oberfläche ein oder mehrere große Kohlenbecken anzunehmen. Das Streichen der Falten ist NW.—SO., der Stoß kam von SW. Im Süden geht das Streichen in die N.—S.-Richtung über, da sich hier die Falten an das böhmische Massiv anschmiegen. Das Donetzrevier stellt eine große „Synklinale“ [richtiger eine Serie von enggestellten Falten. Red.] dar, die im Süden von dem kristallinen Massif du Midi und im Norden von der devonischen „Anticlinal du Centre“ begrenzt wird. Die Streichrichtung ist NW.—SO. und entspricht der Richtung des Massif du Midi. Innerhalb des Donetzbeckens sind zahlreiche Sättel und Mulden vorhanden, z. T. als Transversalfalten entwickelt. Für die Bildung des Beckens ist eine Stoßrichtung aus Süden oder SW. anzunehmen. Das kristalline Massif du Midi ist lange Zeit als ein Horst angesehen worden, der von Verwerfungen umgeben ist. Verf. glaubt in diesem Massiv vielmehr einen „Sattel“ zwischen dem polnischen und Donetzbecken zu sehen, da ohne Annahme einer Antiklinale die tektonische Verknüpfung zwischen den beiden Kohlenbecken nicht zu erklären sei. Ebenso ist auch das Gebiet zwischen dem Massiv von Kielce—Sandomir und dem Massif du Midi nicht als Grabenbildung aufzufassen, sondern durch Faltung zu erklären. Die Untersuchungen über die einzelnen Kohlenbecken sind insofern von praktischem Interesse, als Verf. versucht, jedesmal die mutmaßliche Ausdehnung der einzelnen Becken abzugrenzen. Dabei vermutet Verf., daß die Mulden einen weit größeren Raum einnehmen, als man bis jetzt gedacht hatte. — Der zentralen Zone Rußlands gehört die devonische „Anticlinal du Centre“ an, die sich voraussichtlich bis in die Gegend von Minsk erstreckt, wo sie sich mit der von Süden kommenden „Anticlinal du Midi“ vereinigt. Das große Becken von Moskau erstreckt sich bis an die Uralketten und an die Antiklinale des Timan; da es fast horizontal lagert, bietet es dem Verf. kein größeres Interesse. Der Nord—Süd erstreckte Ural läßt in seinem Querprofil drei verschiedene Zonen unterscheiden. In dem westlichen Gebiet sind die Falten nach Westen überkippt; der Schub kam also von Osten. Nach der Mitte zu werden die Schichten stark metamorphosiert, es stellen sich in dieser mittleren Zone kristalline Gesteine ein, unterbrochen von zwei Eruptivgebieten. Nach Osten zu verschwindet der Metamorphismus; die Falten sind in dieser Zone nach Osten überkippt; indessen ist der größte

Teil dieses Gebietes unter jüngeren Schichten verborgen. Schließlich sucht Verf. zu zeigen, daß der Ural einer großen Geosynklinale während des Devons und Carbons entspricht.

Nach allem stellt also der Südwesten Rußlands eine „Randzone der hercynischen Faltung in Europa“ dar, mit einem NW.—SO. gerichteten Generalstreichen der Falten, für deren Bildung ein Stoß von Süden angenommen werden muß. Demgegenüber ist der Ural ein vollständiges Kettengebirge mit N.—S.-Richtung. Zahlreiche Profile und Übersichtskarten erläutern den Bau der einzelnen geologisch zusammenhängenden Teile Rußlands und tragen zum besseren Verständnis wesentlich bei.

Cl. Leidhold.

Asien.

Wilhelm Volz: Der Malaiische Archipel, sein Bau und sein Zusammenhang mit Asien. (Sitzungsber. d. phys.-med. Soz. in Erlangen. 44. 1912. Mit 1 Karte.)

Nach W. Volz' grundlegender, groß angelegter Darstellung bestimmen folgende Momente den Bauplan der Malaiischen Scholle:

1. Der Zusammenhang mit Asien und Australien (halbkuppelförmige „Uroberfläche“); das Einbrechen der Landbrücke erfolgt längs SW.—NO. streichender Linien.
2. Zerrung infolge Versinkens des Pazifischen Ozeans: Tendenz des Nachbrechens des gesamten ostasiatischen Randes längs meridionaler, d. h. N.—S. gerichteter Verwerfungen; diese streichen durch den ganzen Malaiischen Archipel hindurch und treten dort herrschend auf, wo kein Widerlager abändernd einwirkt. Bei der großen Intensität der Zerrung beherrschen sie die ganze Nordostzone.
3. Zerrung infolge Versinkens des Indischen Ozeans: Tendenz des Nachsinkens des Festlandsrandes längs NW.—SO. gerichteter Spalten; bei der erheblich geringeren Intensität beherrscht diese Zerrung nur die schmale Südwestzone.
4. Kombiniert damit durchsetzt eine mächtige, O.—W. streichende Bruchzone den gesamten Archipel und scheint sich beideseits weithin zu erstrecken.
5. Die durch die Kombination all dieser Bewegungen hervorgebrachten Spannungen bedingen eine sekundäre Gebirgsbildung oder begleiten sie.

Die Vulkane scheinen an die Nachbarschaft der abyssischen Tiefen gebunden; nur in der Nachbarschaft von Tiefen über 5000 m stehen junge Vulkane und umgekehrt finden sich überall, wo derartige Tiefen auftreten, junge Vulkane: so auf Sumatra, Java, den kleinen Sunda-Inseln, den Philippinen, in der Umgebung der Celebes-See und Banda-See. Die einzelnen Gebiete zeigen folgende Entwicklung:

1. Die Malaiische Scholle ist eine Landbrücke zwischen Hinterindien und Australien. Das sind die beiden Widerlager, an denen die Landbrücke

festgeheftet ist und somit ergibt sich ihre NW.—SO.-Richtung. Die Landbrücke versinkt und die Malaiische Scholle wird um 4000—5000 m und noch mehr gegenüber dem asiatischen Festlandssockel versenkt; aber sie kann nicht beliebig frei einsinken, sondern hängt auf der anderen Seite am australischen Widerlager. Das ist die eine Bewegung, welche die malaiische Landbrücke unter Senkungen, Hebungen und Stauchungen ausführt.

2. Im Nordosten versinkt allmählich der Pazifische Ozean, und die Tendenz des Nachsinkens ergreift die Festlandsränder; so ist auch der Nordosten der Malaiischen Scholle bestrebt, nachzusinken, aber dies Nachsinken erfolgt in anderer Richtung als das Einsinken der Landbrücke (vergl. 1): während dies auf einer NW.—SO.-Linie geschah, soll sich nun der pazifische Rand nach NO. senken.

3. Der Indische Ozean bricht ebenso ein wie der Pazifische, und die Tendenz des Nachsinkens greift auf seine Ränder über; es entsteht das gleiche Bild wie auf der anderen Seite, und zwar ein Abbiegen nach SW.

Die Verbindungsbrücke zwischen Asien und Australien sinkt in die Tiefe; da der Ansatz an Asien sehr breit, an Australien dagegen nur schmal ist, so wird die Tiefe des Einbruchs — man möchte sagen das Zerreißen — erheblich näher an Australien gelegt und der größere Teil bleibt in Festlandverbindung mit Asien. Man geht wohl nicht fehl, wenn man in den SW.—NO. streichenden Verwerfungen der kleinen Sunda-Inseln und Molukken das staffelförmige Abbrechen vom australischen Festland erblickt.

Die Malaiische Scholle sinkt in gleicher Weise gegen Australien hin ein wie gegen die beiden angrenzenden Meere; so muß sie gewissermaßen einen halbkuppelförmigen Bau erhalten mit einer zentralen Höhenachse, welche in direktem Anschluß an die Widerlager (Asien) steht. Und das ist tatsächlich der Fall, wie die Betrachtung der prätertiären „Uroberfläche“ zeigt. Der Widerstreit der Absenkungsrichtungen (im Südosten nach SO., im Nordosten nach NO. und im Südwesten nach SW.) kommt in einer Torsion zum Ausdruck, welche alle Ränder ergreift und dort am stärksten auftritt, wo die verschiedenen Richtungen aufeinanderprallen.

Aus dem Zusammentreten der Hauptzerrungsrichtungen bildet sich ein Torsionssprungnetz, und dieses zeigt in Java eine Durchkreuzung der SO.—NW.-Richtung (= Absinken des Indischen Ozeans) und der SW.—NO.-Richtung (= Einbrechen der asiatisch-australischen Landbrücke).

In ähnlicher Weise, d. h. durch Torsion, ist auch das Bruchnetz der Philippinen und des anschließenden Teiles der Molukken zu erklären. Die SW.—NO.-Brüche des inneren Leitliniensystems der Philippinen können wir als das gestaffelte Einbrechen der malaiischen Landbrücke auffassen; diese Richtung beherrscht das Innere des nordöstlichen Teiles der Brücke. Von Osten her erfolgt die Zerrung durch das Einbrechen des Pazifischen Ozeans; infolgedessen zerbricht das Land an senkrecht dazu gerichteten, also mehr oder weniger N.—S. streichenden Brüchen; bei der Intensität der Zerrung überwiegen diese Brüche in der Außenzone durchaus.

Sumatra und der anschließende Nordwesten des Archipels wird wesentlich von N.—S. streichenden Brüchen beherrscht; sie folgen dem großen Ein-

brechen ganz Ostasiens infolge der pazifischen Zerrung und können augenscheinlich frei austreichen, da kein Widerlager im S. vorhanden ist.

Borneo wird durch O.—W. streichende Brüche verworfen; eine gewaltige Dislokation streicht ein wenig nördlich des 1^o n. B. geradlinig über mindestens 250 km hin. Der Nordarm von Celebes fällt mit einem O.—W. gerichteten Steilabfall zur 5000 m tiefen Celebes-See ab, und endlich verläuft der Nordabbruch von Neu-Guinea zu ozeanischen Tiefen von 4000 m und darüber, indem er weithin einer O.—W.-Linie folgt: hier leuchtet eine Bruchzone durch, welche den gesamten Archipel geradlinig durchsetzt, eine Bruchzone, die vielleicht für den Archipel von größerer Bedeutung ist.

Die Karte des Archipels lehrt uns, daß der asiatische Anteil der Malaiischen Scholle erheblich größer ist als der australische; schon die 200 m-Linie stellt einen weitreichenden Zusammenhang her. Die Hauptzertrümmerung liegt in der Berührungszone beider. Ebenso aber lehrt die Karte, daß der Einfluß der pazifischen Zerrung erheblich weiter vorgeschritten ist als jener der indischen Zerrung; erstere ist erheblich intensiver als letztere. Die größere Intensität der pazifischen Zerrung tritt ebensowohl horizontal wie vertikal in Erscheinung. In schmalen Stufen steigt der Boden des Indischen Ozeans zur Malaiischen Scholle an, die größte Tiefe beträgt im Sunda-Graben 7000 m, und der weiter landeinwärts gelegene Einbruch ist noch nicht sehr weit vorgeschritten.

Ganz anders die pazifische Seite. Der Randgraben erreicht fast 10 000 m Tiefe und der am weitesten landeinwärts vorgedrungene Einbruch ist überaus breit und tief: er umfaßt die gesamte Südchinesische See, Sulu-See, Celebes-See bis hin zur Banda-See; die größte Tiefe des Einbruchs liegt in der Mitte, in der Celebes-See und dort, wo pazifische und indische Zerrung zusammentreffend sich kombinieren: in der Banda-See.

Frech.

Kurt Leuchs: Ergebnisse neuer geologischer Forschungen im Tian-Schan. (Geol. Rundsch. 4. Heft 1. Leipzig 1913.)

Die im letzten Jahrzehnt erschienenen — ca. 50 — Arbeiten über den Tian-Schan hat Verf. einheitlich verarbeitet:

Die Streichrichtung der Ketten des Tian-Schan schwenkt von NW. (zW.) über O.—W. nach ONO. (zO.) um und entspricht der deutlichen Bogenform des Gebirges.

In tektonischer Beziehung bietet der Tian-Schan das gleiche Bild wie der dsungarische Alatau. Die alten marinen Gesteine sind steil aufgerichtet, z. T. überkippt, die mesozoischen Ablagerungen waren von Anfang an, entsprechend ihrer kontinentalen Entstehung auf die Niederungen beschränkt. Die Bedeutung der disjunktiven Dislokationen tritt hier noch stärker hervor als weiter im SW. Jedes dieser verhältnismäßig kleinen Gebirge bildet einen Horst; Gräben, teilweise mit Staffelbrüchen, trennen sie voneinander, und deren Richtung verläuft häufig diagonal zur Streichrichtung. An den Brüchen ist öfters Porphyr oder Melaphyr aufgedrungen.

Im ganzen Gebirge ist Silur das älteste Gestein. Die weite Verbreitung mächtiger Granitmassive und die Kontaktmetamorphose der alten Gesteine

macht es wahrscheinlich, daß ihr Empordringen mit der ersten präcarbonischen Gebirgsbildung im Tian-Schan zusammenhängt.

Das Ergebnis dieser tektonischen Bewegungen ist ein Faltengebirge, dessen lange, mehr oder weniger in O.—W.-Richtung verlaufende Ketten schon bei dieser ersten Gebirgsbildung entstanden.

Im Untercarbon wird das ganze Gebiet neuerdings vom Meer überflutet; doch weist die Transgression des Untercarbon über Sedimenten und über Graniten darauf hin, daß der Transgression eine Zeit starker subaerischer Abtragung vorausging. Nur die höheren Horizonte des transgressiven Untercarbon sind vorhanden. Das tiefste Carbon wird diskordant vom oberen Untercarbon überlagert; somit haben zwischen der ersten Gebirgsbildung und der großen Transgression, wenigstens im Süden, tektonische Bewegungen stattgefunden.

Nach dem Untercarbon erfolgt im ganzen Tian-Schan die zweite bedeutende Gebirgsbildung. Das Gebiet wird stark gehoben und größtenteils Festland. Zugleich wiederholt sich das Aufsteigen mächtiger Granitmassen, welche gleichzeitig mit dem Ausbruch deckenbildender Quarzporphyre in die Sedimentgesteine eindringen.

Obercarbonische marine Sedimente überlagern nur im südlichen Randgebiet konkordant das Untercarbon und diskordant die älteren Gesteine. Das übrige Gebiet bleibt, mit Ausnahme des westlichen Teiles, vom Ende des Untercarbon an Festland. Nach dem Obercarbon werden durch tektonische Bewegungen auch die südlichen Randgebiete endgültig dem Gebirge angegliedert.

Dyas und Mesozoicum sind für den Tian-Schan Zeiten tektonischen Stillstandes. Die diesen Perioden angehörenden Angaraschichten sind rein kontinentalen Ursprungs.

Mit dem Tertiär beginnt eine neue Periode der Gebirgsbildung, die teils radiale, teils tangential Bewegungen auslöst. Die ersteren führen zu Einbrüchen und Absinken großer Teile des Gebirges, die letzteren erzeugen Faltungen und Überschiebungen, sind jedoch bis jetzt nur aus den nördlichen und südlichen Randgebieten bekannt. Somit sind die Faltungen nur Begleiterscheinungen der radialen Bewegung. In der Tat zeigen sie sich im Norden nur als Anlösungerscheinung des von den Horsten gegen die Gräben wirkenden Druckes, sowie als Faltung der in die Gräben einsinkenden Massen. Ähnlich erfolgt im Süden Faltung und Überschiebung in zwei ungefähr senkrecht zueinander verlaufenden Richtungen, in N.—S. vom Gebirgsrand gegen das gesunkene Vorland und später, in W.—O., ebenfalls von höheren gegen tiefere Gebiete.

Die tertiären Hanhaischichten tragen die Anzeichen kontinentaler Entstehung deutlicher als die Angaraschichten. Die einzigen postcarbonischen marinen Sedimente finden sich im westlichen Teil, wo sich während des Cenoman, dann wieder im Senon und Eocän durch das Ferghanabecken an der Südseite des Gebirges und über das Grenzgebiet zwischen Tian-Schan und Alai hinüber bis in das westliche Tarimbecken ein Meeresarm erstreckte. Noch jüngere marine Sedimente (Jungtertiär) sind dem Westrand des Gebirges angelagert.

Aus den Störungen der mittel- bis oberpliocänen Hanhaischichten, sowie aus den Erdbeben von 1887, 1902 und 1911 geht hervor, daß tektonische Bewegungen bis in die Gegenwart dauern.

Die Zusammensetzung des Gebirges ist aus einer großen Zahl von Ketten und ihre z. T. nach Süden konvexe Bogenform in der Hauptsache durch die alte Gebirgsbildung zustande gekommen.

Die lange Kontinentalzeit des Mesozoicums führt zur Ausbildung von weiten Rumpfflächen; sie werden durch die tertiären Bewegungen zerstückelt und ihre voneinander getrennten Teile liegen heute in verschiedener Höhe.

Frech.

D. Muschketow: De Prjévalsk au Ferghana. (Bull. Com. Géol. 31. St. Petersburg. 1912. Russ. mit franz. Rés.)

Unter diesem Titel hat D. MUSCHKETOW die Ergebnisse veröffentlicht, zu welchen er auf einer Reise von Wjerny nach Prschewalsk und von dort durch das obere Naryngebiet nach Ferghana gelangte. Kurz zusammengefaßt sind es folgende: der Terskei-Alatau, südlich des Issykkul, besitzt eine nach Süden schwach konvexe Bogenform und seine Nordseite besteht aus parallelen Zonen von Gesteinen. An die granitische Zone, welche die Kammhöhe bildet, grenzt eine Zone carbonischer Kalksteine, und die Linie des Kontaktes beider Zonen, auf welcher zahlreiche warme Quellen liegen, hat große Ähnlichkeit mit der Kebin-Bruchlinie nördlich des Issykkul, welche bei dem Erdbeben von Wjerny 1911 im Epizentrum lag. Eine dritte Zone wird von roten und gelblichen Konglomeraten, Sandsteinen und geschichteten Tonen aufgebaut, welche diskordant über den Kalksteinen der zweiten Zone liegen. Endlich folgen darüber, gleichfalls diskordant, horizontale Ablagerungen des Issykkul.

Die Verschiedenheiten in der Konfiguration des Nord- und Südufers des Issykkul stehen in Beziehung zu den morphologischen Unterschieden der entsprechenden Gebirgsketten Kungei- und Terskei-Alatau, und diese wieder sind eine Folge der verschiedenen starken Vergletscherung beider Ketten. Während diese im Kungei-Alatau nur sehr gering ist, ist sie im Terskei-Alatau bedeutend stärker und MUSCHKETOW kommt zu dem Ergebnis, daß die gegenwärtige interglaziale Periode im Terskei sich ihrem Ende nähert oder vielleicht schon beendet ist.

Das Naryngebiet besitzt viel komplizierteren Bau als der Terskei-Alatau. Über paläozoischen Gesteinen (Devon?, Carbon, Granit) liegt, petrographisch sehr mannigfaltig, die sogen. „Narynformation“ von kontinentalem Typus. Der heutige Stand der Erforschung des Naryngebietes gestattet noch keine sicheren Schlüsse über seine geologische Geschichte. Zukünftige Forschung wird in erster Linie folgende Fragen zu ergründen haben: wo und wie stoßen die Faltenketten des Ferghana- und Alaisystems mit den Horsten des zentralen Tian-Schan zusammen, welche Veränderungen erlitt das Gebiet im Mesozoicum und Tertiär, wie ist die Narynformation entstanden und war das Gebiet in jener Zeit tatsächlich ein abgeschlossenes, zentrales Becken? **Leuchs.**

Afrika.

Guillemain, C.: Zur Geologie von Katanga. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1913. 65. No. 6. 304—328.)

Amerika.

Schiller, W.: La alta Cordillera San Juan y Mendoza y parte de la Provincia de San Juan. (Anales del Ministerio de Agricultura Secc. Geol., Minerología y Minería. 1912. 7. No. 5. Buenos Aires. 63 p. Mit 1 Fig. im Text u. 27 Taf.)

Walcott, D. Ch.: The Monarch of the Canadian Rockies. (Reprinted from the National Geographic Magazine. 1913. 626—639.)

Stratigraphie.

Allgemeines.

E. Kayser: Lehrbuch der Geologie. II. Bd. 5. Aufl. Mit 190 Textfiguren u. 97 Versteinerungstafeln. Stuttgart 1913.

In der Vorrede der neuen Auflage hebt Verf. hervor, daß fast jede Seite des Buches Änderungen aufweist, die bei den mesozoischen und neozoischen Formationen z. T. recht beträchtlich sind. Eine weitgehende Umgestaltung hat der den Urmenschen und seine Kulturen betreffende Abschnitt erfahren. Auch die nachcarbonischen Floren sind eingehender behandelt und einige ihrer wichtigsten Typen auf besonderen Pflanzentafeln dargestellt worden. Der Umfang des Buches hat nur um etwa 50 Seiten, die Zahl der Fossiltafeln um 5 zugenommen.

Herr Prof. JOH. BÖHM hatte die auf die Kreide, Herr Prof. P. G. KRAUSE die auf das Tertiär und Quartär Norddeutschlands sich beziehenden Bogen durchgesehen.

In der neuen Auflage sind die Vorzüge und Nachteile des Werkes im wesentlichen die gleichen geblieben wie früher. Zu den Vorzügen rechnet Ref. vor allem die überaus sorgfältige, objektive Verfolgung der Literatur. (Die folgenden Anmerkungen sind vor allem durch eigene Forschungen des Ref. veranlaßt.) Als Nachteil betrachtet Ref. vor allem die immer noch absolut unbefriedigende Anführung der Fossiltafeln, die vorwiegend aus älteren harten Holzschnitten und neuen gewischten und meist gänzlich charakterlosen Zeichnungen bestehen. Ein auch nur annäherndes Wiedererkennen der abgebildeten Versteinerungen ist fast immer unmöglich.

Ferner nimmt die fortlaufende Schilderung der stratigraphischen Verhältnisse, die Verf. nur teilweise durch Tabellen zu ersetzen bestrebt war, noch immer einen viel zu breiten Raum ein. Die Darlegung der in den einzelnen

Perioden erfolgenden Gebirgsfaltungen, deren Berücksichtigung einen besonderen Vorzug des kürzeren TORNGUIST'schen Abrisses der Erdgeschichte bildet, tritt dagegen allzusehr in den Hintergrund.

Den neuesten Entdeckungen steht Verf. vielfach nicht kritisch genug gegenüber. Daß das „cambrische“ Alter an sich zweifelloser Glazialbildungen am Yang-tse durchaus nicht sicher ist, daß die Altersbestimmung vielleicht sogar einem Druck- oder Schreibfehler RICHTHOFEN's — „cambrisch“ statt „carbonisch“ — zuzuschreiben ist, das hat Verf. nicht beachtet. (Vergl. China. Bd. V. p. 10 Anmerk. und Bd. III. p. 110 Anmerk.)

Ebenso hätte hervorgehoben werden müssen, daß die cambrische Eiszeit Australiens von NOETLING als dyadisch, von BASEDOW dagegen mit guten Gründen in vielen Aufschlüssen als tektonisch gedeutet wird. Als cambrisch können diese Bildungen keinesfalls bezeichnet werden, höchstens — wie die Glazialbildungen aus dem Varanger-Fjord — als präcambrisch.

Auch die für das Cambrium geäußerte Annahme STEINMANN's, daß Flachseeabsätze „fossilarm“ sind, hätte in dieser Form wohl kaum eine Stelle in einem Lehrbuch finden sollen. Man denke an die Flachmeerabsätze Gotlands, der Eifel, des englischen und belgischen Kohlenkalkes, die das gerade Gegenteil von „Fossilarmut“ darstellen.

p. 146. Die tieferen Gedinneschichten des rheinischen Devon gehören nach LECLÈRE (1911) noch dem Obersilur an.

p. 212 (Anm.) findet sich wieder die unzutreffende Angabe, daß ÅNGSTRÖM die physikalischen Voraussetzungen von ARRHENIUS über die Kohlen-säure widerlegt habe. Tatsächlich hat dagegen ÅNGSTRÖM seine ersten Angriffe gegen ARRHENIUS selbst zurückgezogen. Weiter gibt Verf. jedoch selbst zu, daß die Anschauung von ARRHENIUS „um so bestechender sei, als der angenommene höhere Kohlen-säuregehalt bei der großen Lebhaftigkeit der vulkanischen Vorgänge während der Carbonzeit leicht verständlich sein und andererseits die wunderbare Üppigkeit der damaligen Flora erklären würde. Zudem würde man sich berufen können auf die große Ähnlichkeit der Verhältnisse der Tertiärzeit, die ebenfalls eine Periode gewaltiger Gebirgsbildung, sehr gesteigerter vulkanischer Tätigkeit und eines milden Klimas bis in hohe Breiten hinauf war.“

p. 248. Loping gehört nicht möglicherweise, sondern ganz sicher der Dyas an, und zwar nicht einmal ihrem tiefsten Horizonte. Der (l. c.) von Loping angeführte *Productus semireticulatus* ist nach Neuuntersuchung des Originals unrichtig bestimmt. [Ref.]

p. 236. Die Bezeichnung schlesische für sudetische Stufe ist bisher allgemein — z. B. von HOLZAPFEL und DANNENBERG schon aus Prioritätsgründen — abgelehnt worden. Auch andere Angaben über das oberschlesische Carbon sind unzutreffend, so die Bestimmung der Goniatiten und die Angabe der „Gesamtmächtigkeit“ von 7000 m. Es müßte heißen: die erstaunliche Maximalmächtigkeit von 7000 m findet sich ausschließlich im Westen und nimmt nach Osten sehr bedeutend ab.

- Auf p. 313 sind infolge eines Setzerversehens die Namen *Xenodiscus p icatus* und *Nautilus fugax* vertauscht.
- p. 338 wird immer noch an der „in der Hauptsache äolischen Bildungsart“ des Buntsandsteins festgehalten. Allerdings findet sich p. 337 die sehr viel zutreffendere Formulierung, „daß an der kontinentalen Bildungsart festzuhalten sei; ob man dabei den Winden oder den Flüssen die Hauptrolle zuerkennt, sei von untergeordneter Bedeutung“. Als Gegenargument gegen marine Entstehung wird das „völlige Fehlen zweifelloser Meerestiere“ hervorgehoben. *Gervilleia Murchisoni*, die aus dem mittleren Buntsandstein Deutschlands bekannt und von mir auch in Ungarn (Plattensee) nachgewiesen wurde, ist jedoch eine marine Muschel und beweist das gelegentliche Eindringen des Meeres; die äolische Entstehung mächtiger, aus gerundeten Rollsteinen bestehender Konglomerate „in der Wüste“ widerspricht dagegen aller Erfahrung.
- p. 385. Die Deutung der Karru-Schichten, d. h. die Zurechnung ihres überwiegenden Teiles zur Trias entspricht der neueren Auffassung.
- p. 386 statt „pelagische Fazies der Trias“ sollte es heißen ozeanische Entwicklung, denn letztere umfaßt sehr zahlreiche „Fazies“, von denen manche pelagisch, andere litoral oder sogar — wie die Salzbildungen — lagunär sind.
- p. 391. *Pseudomonotis (Claraia) Clarai* kann unmöglich als „*Avicula*“ bezeichnet werden.
- p. 397. Wenn die Rifffdeutung der Schlerndolomite zurückgewiesen wird, so übersieht Verf., daß das unmerkliche, mit der Dolomitisierung passu vorschreitende Verschwinden der organischen Struktur bei den Thecosmilien am Richthofen-Riff durch den Ref. und VOLZ vermitteltst mikroskopischer und chemischer Untersuchungen nachgewiesen wurde. Daß die zahlreichen Störungen der Grenze der Dolomitstöcke mit den späteren Verwerfungen zusammenfallen, ist leicht erklärlich und für die erste Entstehung der Riffe ohne jede Bedeutung.
- p. 404. Da Verf. wiederholt auf die Umdeutung der alpinen Triasstratigraphie eingeht, hätte er schon aus Gründen historischer Objektivität hervorheben sollen, daß derselbe MOJSISOVIC, der die Hallstätter Kalke früher tiefer horizontalisiert hatte, ihnen später zuerst zutreffend „ihre Stellung unweit der oberen Grenze der Trias anwies“.
- p. 554. Aus der dem Verf. unbekannt gebliebenen Untersuchung der Texas-Ammoniten (durch LASSWITZ) geht hervor, daß die von verschiedenen amerikanischen Forschern vorgeschlagene Parallelisierung der Trinity group mit der gesamten europäischen Unterkreide durchaus irrig ist; die Trinity group mit *Hoplites furcatus* vertritt ganz allein die oberste Apt-Stufe; die gesamte mittlere und tiefere Unterkreide fehlt in Texas, wie KILIAN, der beste Kenner der Unterkreide, auf Grund des Breslauer Materials feststellte.

p. 739 wird die durch BUNGE's (vom Ref. wiedergegebene) Beobachtungen widerlegte Ansicht einer „Vergletscherung der neusibirischen Inseln“ wiederholt. Es handelt sich auf den neusibirischen Inseln: 1. um gefrorenes geschichtetes Alluvium mit Mammuten und anderen Säugetierresten und 2. um gefrorenes Grundwasser ohne Reste von Säugetieren.

Die vorstehenden Anmerkungen sollen lediglich die Benutzbarkeit des mit großem Fleiße zusammengestellten Lehrbuches vermehren, involvieren aber keinerlei Kritik an der Sorgsamkeit des Verf.'s. Wird doch die Übersicht der gesamten stratigraphischen Literatur für einen Einzelnen immer schwieriger, wenn nicht unmöglich.

Frech.

Cambrische Formation.

Walcott, Charles D.: Cambrian Geology and Paleontology. II. No. 11. New Lower Cambrian subfauna. (Smithsonian Misc. Coll. 1913. 57. No. 11. 309—326. Mit. Taf. 50—54.)

— No. 12. Cambrian formations of the Robson Peak district, British Columbia and Alberta, Canada. (Smithsonian Misc. Coll. 1913. 57. No. 12. 327—343. Mit. Taf. 55—59.)

Brown, Thomas C.: Notes on the origin of Certain Paleozoic Sediments, illustrated by the Cambrian and Ordovician rocks of Center County, Pennsylvania. (Reprinted for private circulation from the Journal of Geology. 1913. 21. No. 3. 232—250.)

Silurische Formation.

Brown, Thomas C.: Notes on the Silurian Limestone of Milesburg Gap, near Bellefonte, Pennsylvania. (From the Amer. Journ. of Science. 1913. 35. 83—89.)

Devonische Formation.

Herbert Loewe: Die nordischen Devongeschiebe Deutschlands. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXV. 1—118. Taf. I—IV. Stuttgart 1912.)

Nachdem seit Jahrzehnten die silurischen Geschiebe Norddeutschlands eingehend bearbeitet, die devonischen dagegen so gut wie gänzlich vernachlässigt worden waren, unternimmt Verf. die dankenswerte Aufgabe, auch die letzteren einem genaueren Studium zu unterziehen.

Ein kleines Kapitel ist der petrographischen Beschreibung der Geschiebe gewidmet. Es finden sich zwei Ausbildungsweisen: eine litorale sandige und eine pelagische kalkig-dolomitische.

Der ersteren Ausbildung gehören Sandsteine und Konglomerate von braunroter, gelblicher bis weißlicher Farbe an, die leicht zerstörbar sind. Hierher gehören auch die Kugelsandsteine, von kalkigen Konkretionen in kugelförmiger Form erfüllte Sandsteine. Das devonische Alter dieser Sandsteingeschiebe ist nicht immer mit Sicherheit zu erweisen, da sie sehr selten fossilführend sind.

Die Gesteine der pelagischen Fazies sind:

fast reine Kalke,	kristalline Dolomite,
dolomitische Kalke,	sandige Kalke und Dolomite,
kalkige Dolomite,	mergelige Kalke und Dolomite.

Sämtliche Gesteinsarten sind fossilführend. Bezüglich der geographischen Verbreitung der Devongeschiebe ist zu bemerken, daß sie auf ein Gebiet östlich der Elbe beschränkt sind und daß ihre Häufigkeit von Westen nach Osten zunimmt. In West- und Ostpreußen sind sie am häufigsten. Ihre Verteilung weist auf die baltischen Provinzen als ihren Ursprungsort hin.

Es folgt die Beschreibung der Geschiebefauna. Korallen: *Chaetetes quadrangularis*¹, *Cyathophyllum* aff. *ceratites*^{*2}; Würmer: *Serpula Ilmenica*^{*}, *Spirorbis omphalodes*; Crinoiden: *Poteriocrinus* sp.; Brachiopoden: *Discina nitida*^{*}, *Productus subaculeatus*^{*}, *Strophalosia productoides*^{*}, *Str. membranacea*, *Str. calva*^{*}, *Orthis striatula*, *O. opercularis*^{*}, *Orthisina* sp.^{*}, *Streptorhynchus umbraculum*, *Str. ? lepidus*^{*}, *Strophomena Fischeri*^{*}, *Spirifer Verneuili*, *Sp. Archiaci*^{*}, *Sp. tentaculum*^{*}, *Sp. Brodi*^{*}, *Sp. Murchisonianus*^{*}, *Sp. Anossofi*^{*}, *Sp. simplex*^{*}, *Reticularia lineata*^{*}, *Cyrtina heterochila*^{*}, *Spirigera concentrica*^{*}, *Atrypa reticularis*^{*}, *A. tenuisulcata*^{*}, *Rhynchonella pugnus*^{*}, *Rh. livonica*, *Rh. parallelepipedae*^{*}; Lamellibranchier: *Aviculopecten Ingriae*^{*}, *A. sp.*, *Avicula Buchii*^{*}, *A. Bodana*^{*}, *A. aff. crinita*^{*}, *A. cf. Actinopteria decussata*^{*}, *Leiopteria Bigsbyi*^{*}, *Ptychopteria Isboskiana*^{*}, *Leptodesma sociale*^{*}, *L. cf. Orodos*, *Sphenotus subtortuosus*^{*}, *Arca Oreliana*^{*}, *Cardiola concentrica*^{*}, *Allorisma plicatella*^{*}; Gastropoden: *Turbo ? sp.*^{*}, *Pleurotomaria crebireticulata*, *Pl. matyrensis*^{*}, *Euomphalus Voronezensis*^{*}, *Bellerophon polonicus*^{*}, *B. sp.*, *Euomphalus cf. serpens*, *Platyschisma Kirchholmiense*^{*}, *P. Uchtensis*^{*}, *Natica Kirchholmiensis*, *Loxonema* sp.; Cephalopoden: *Orthoceras cf. hybridum*; Fischreste, die schon früher und daher hier nicht noch einmal genauer beschrieben wurden.

Altersbestimmung der Fauna: Es finden sich eine Reihe guter sowohl mittel- wie oberdevonischer Leitformen; die Mehrzahl der Formen ist jedoch beiden Stufen gemeinsam. Für oberstes Mitteldevon würde *Spirifer Anossofi*, für Mitteldevon überhaupt: *Euomphalus serpens*, *Platyschisma Kirchholmiense*, *Pl. Uchtensis* und *Natica Kirchholmiensis* sprechen. Leitformen für das Oberdevon sind: *Spirifer Verneuili*, *Sp. Brodi*, *Sp. Murchisonianus*, *Cardiola concentrica*, *Allorisma plicatella* und *Bellerophon polonicus*. Eine Tabelle zeigt das Vorkommen der einzelnen Arten in den verschiedenen Gebieten des europäischen Rußlands und ihre Verteilung auf die verschiedenen Devonhorizonte.

¹ Hier hätte *Monticulipora Torrubiae* M. EDW. et H. var. *borussica* FRECH Erwähnung verdient, die Zeitschr. deut.-ch. geol. Ges. 1885. p. 952 abgebildet ist. Red.

² Die mit einem * versehenen Formen werden abgebildet.

Die meisten Fossilien treten in den petrographisch verschiedensten Gesteinen auf. Nur die Gastropoden sind ausschließlich auf dolomitische Gesteine beschränkt. Die Productiden bevorzugen sandige Kalke und Dolomite. Mergelige Gesteine enthalten meist eine oberdevonische Fauna. Zahlreiche Ausnahmen von diesen Angaben machen es jedoch unmöglich, aus dem petrographischen Habitus auf das Alter zu schließen.

Herkunft der Geschiebe:

Bei einem großen Teil der Geschiebe besteht sowohl in bezug auf Fauna wie auf petrographischen Charakter eine wesentliche Ähnlichkeit zwischen ihnen und den Ablagerungen der russischen Ostseeprovinzen und angrenzender Gebiete. 58% der Geschiebearten finden sich im Devon der russischen Ostseeprovinzen und deren Fortsetzung bis zum Nowgoroder Gouvernement wieder. Von diesen 58% finden sich einige nur in ebengenannten Gebieten, und zwar: *Atrypa tenuisulcata*, *Avicula Buchii*, *Natica Kirchholmiensis* und *Serpula Ilmenica*. Dazu kommen noch einige Formen, die außer in nordwestrussischen Gebieten nur noch in Gegenden vorkommen, die für die Geschiebeherkunft nicht in Betracht kommen. Im ganzen lassen sich 21% der Geschiebefauna direkt aus nordwestrussischen Gebieten herleiten.

Auch die petrographische Ausbildung der Geschiebe weist auf die russischen Ostseeprovinzen, besonders auf Kurland hin, wo ein Gesteinswechsel im Devon häufig ist.

Eine Untersuchung der Fauna führt Verf. zu dem Schluß, daß sie sich aus mehreren Komponenten zusammensetzt, und zwar folgendermaßen:

- 58% nordwestrussische und baltische Arten,
- 22% zentralrussische,
- 10% westeuropäisch-polnische,
- 10% Arten, die im Anstehenden Europas nicht bekannt sind.

Verf. sieht sich genötigt, für die Herkunft eines Teils der Geschiebe ein unterseeisches, westlich von Kurland am Grunde der Ostsee anstehendes Devongebiet anzunehmen, dessen Fauna eine Mischung baltischer, zentralrussischer und polnischer Formen darstellt. Es muß sowohl Mittel- wie Oberdevon anstehen, da die Leitformen beider vertreten sind. Aus diesen Gebieten soll auch ein Geschiebe von dunkelbraunem, sehr porösem, eisenhaltigem Sandstein stammen.

Verf. bespricht dann das Hauptursprungsgebiet der Devongeschiebe, das Devon der russischen Ostseeprovinzen. Dem unteren Sandstein, vom Alter des unteren Mitteldevons, entstammen nur wenig Geschiebe, vor allem die Kugelsandsteine, den Grenzschichten zum Dolomit vielleicht die Geschiebe mit Fischresten.

Die Dolomitetage ist teils mittel-, teils oberdevonischen Alters. Dem mitteldevonischen Anteil entstammen eine ganze Reihe von Geschieben. Zahlreiche Geschiebe lassen sich entweder auf eine besondere kurländische oder eine Dünafazies der mitteldevonischen Dolomitetage zurückführen. Andere wieder lassen sich auf die oberdevonische Kalk- und Dolomitabteilung und event. auf die Walikajafazies verteilen.

Auch der obere Sandstein des Old red scheint, wenn auch spärlich, unter den Geschieben vertreten zu sein.

Zum Schluß äußert sich Verf. an der Hand zweier Kartenskizzen über die Bildung der Old red-Fazies im baltischen Gebiet. Da das Mitteldevon stets auf Obersilur ruht, so hat im nördlichen Rußland zur Unterdevonzeit wahrscheinlich Festland bestanden. Die mitteldevonische Transgression, die den Norden überflutete, ließ Finnland wohl unberührt. Auf Grund der gemischten Fauna des Petschoragebietes kann man auf eine Meeresverbindung mit dem uralischen Becken im Nordosten schließen. In geringem Maße soll auch im Höhepunkt der Transgression ein Faunenaustausch mit westeuropäischen Becken stattgefunden haben. Gebiete der Faunenvermischung sind die Ostsee westlich Kurlands und wohl der Untergrund Ostpreußens. Eine weitere Meeresverbindung bestand mit dem Gebiet des Ural und dem Zentralrußlands.

Die Ablagerungen der Transgression sind der untere baltische Sandstein und die kalkig-dolomitische Etage des Mittel- resp. Oberdevons. Der obere Sandstein ist dann das Produkt einer Regressionsphase. **Axel Born.**

E. Asselbergs: Observations sur l'Eifelien des environs de Harzé. (Ann. de la soc. géol. de Belgique. Mem. 40. p. 13—25. pl. I. Mit 1 Karte.)

Verf. untersuchte in der Umgegend von Harzé auf dem östlichen Rande der Mulde von Dinant die von der belgischen geologischen Karte als „Couviniën“ bezeichneten Schichten. Im Norden und Westen werden diese ungefähr N.—S. gerichteten Ablagerungen von Givet-Kalk begrenzt, im Osten von den roten „Schichten von Burnot“. Im Süden stoßen die in Frage stehenden Ablagerungen an der Verwerfung von Harzé gegen Gedinnien ab. — In der als „Couviniën“ bezeichneten Schichtenfolge konnte Verf. folgende drei Zonen von oben nach unten unterscheiden: 1. Grauwacke und rote Quarzite (Grès); 2. Quarzite, kalkige Sandsteine und „macignos“, Sandsteine, graue oder grüne Sandsteine, und Sandsteine mit Crinoiden; 3. Grauwacke und grüne oder weinrote Sandsteine mit einem Konglomerat an der Basis. Die oberste Abteilung sollte nach GOSSELET den obersten Schichten der Grauwacke d'Hierges (Oberkoblenz) gleichzustellen sein. Nachdem jetzt in diesen Ablagerungen *Stringocephalus Burtini* und *Uncites gryphus* angetroffen wurden, ist die betreffende Zone als Givétien anzusprechen. Die mittlere Zone ist reich an Fossilien; sie gehört faunistisch zum eigentlichen Couviniën oder den *Calceola*-Schichten (inkl. *Cultrijugatus*-Schichten). Die untere Zone ist durch einen Wechsel sandig-schieferiger grüner und roter Schichten charakterisiert, mit der Fauna von Pépinster (oberste Coblenzschichten); an der Basis liegt ein Konglomerat, das dem Konglomerat von Tailfer im Maasgebiet entspricht. Die ganze untere Zone entspricht der „assise de Rouillon“. Die Parallelisierung GOSSELET's, der die besprochenen Schichten als Äquivalent der Grauwacke d'Hierges ansah, besteht also zu Unrecht. Nur die tiefste Zone gehört zu der oberen Partie der Grauwacke d'Hierges, die mittlere Zone ist als eigentliches Couviniën anzu-

sehen und die obersten Schichten gehören bereits zur Givet-Stufe. Die enge Verknüpfung und die faunistischen Beziehungen zwischen der unteren Zone, die als Äquivalent der Schichten von Haiger und des Eisenoolithhorizontes in der Eifel angesehen werden, mit der mittleren fossilreichen Zone, veranlassen Verf., die Schichten von Haiger und den Eisenoolithhorizont zum Mitteldevon zu stellen [was jedoch kaum richtig sein dürfte. Red.].

Cl. Leidhold.

D. Sobolew: Bemerkung über das Devon von Kjelce und vom Rhein und über die Tektonik Europas. (Mitteil. d. Warschauer Polytechn. Inst. 1912. III.)

Die vorliegende Arbeit ist eine kurze vorläufige Zusammenfassung der Analogien, welche Verf. beim Besuch des rheinischen Devons und bei dessen Vergleich mit dem Devon von Kjelce aufgefallen sind. In weiteren Arbeiten sollen diese Ansichten näher erörtert und begründet werden.

Eodevon. Der Sandstein von Klen im Kjelce—Sandomirschen Höhenzug gehört zur oberen Abteilung des Unterdevons und hat die gleiche stratigraphische Stellung, wie der Sandstein von Kahlenberg, vielmehr wie seine oberste Abteilung, die Rammelsberger Schichten; auch die fazielle Ähnlichkeit ist groß.

Mesodevon. Der Placodermensandstein des unteren Mitteldevons hat am Rhein keinerlei Analogon. Die fazielle Ähnlichkeit des tiefsten marinen Mesodevons von Kjelce — der Schiefer von Grjedorjewitz — mit den *Calceola*-Schichten haben GÜRICH und Verf. schon früher hervorgehoben. Der Kalk von Dombrow erinnert faziell an das linksrheinische Mitteldevon; ein direktes Analogon besteht hier ebensowenig wie bei den Dolomiten, welche den Hauptteil des Kjelceschen unteren Mesodevons darstellen; nur der Amphiporen-Dolomit kann mit dem *Cupressocrinus*-Kalk verglichen werden. Im Kjelceschen unteren Mitteldevon fehlen dagegen die Wissenbacher und Lenneschiefer; ähnliche Bildungen beginnen hier erst in höherem Niveau.

Die Mergel und Kalke der hangenden Crinoidenschichten bei Kjelce haben viel Ähnlichkeit mit dem Grenzkalk von Letmathe; sie wechsellagern übrigens häufig mit dunklen, tonigen Absätzen einer tieferen See. Dagegen zeigen die Tone und Kalke der Serschav-Schichten einestheils eine Übereinstimmung mit demselben Kalk, andernteils große Analogien mit den den Massenkalk bei Letmathe unterlagernden Schichten, die aus einer Wechsellagerung dunkler Tone und Kalke bestehen. Die Zwischenlagen von rotem Kalk erinnern sehr an ähnliche Schichten der Ense (Wildungen) mit *Pinacites discoides*. Da die Fauna dieser Stufe bei Kjelce noch nicht genau erforscht ist, kann zurzeit nicht entschieden werden, ob sie diesem oder dem liegenden Odershäuser Kalk gleichzustellen sind.

Der Massenkalk von Kjelce unterscheidet sich nur wenig von dem gleichen in Westfalen, besitzt nur reinen Riffcharakter.

Der Kalk von Schidlukw erinnert faziell an den mitteldevonischen Flinz, der bei Letmathe den Massenkalk bedeckt, und der Schiefer von Swentomarsch hat die gleiche Fazies wie die Tentaculitenschiefer.

Neodevon. Die Ablagerungen der Frasnstufe bei Kjelce kann man als eine Riff- und eine Cephalopodenfazies mit Übergangsbildungen auffassen. Dabei kann der Kalk von Kadzelnia als Analogon des Iberger Kalkes gelten und die roten, dünnschichtigen Kalke bei Bolechowitze als gleichartige Bildung mit dem Adorfer Kalk. Der Unterschied besteht nur darin, daß eine reine Cephalopodenfazies bei Kjelce selten ist, dagegen oft Schwammkalke (*Dyctyonina*) mit Cephalopoden und eine gemischte Korallen-Brachiopoden-Cephalopoden-Fazies auftritt. In diesen bildet der Kalk von Kadzelnia eingelagerte Stöcke.

Das Famennien bei Kjelce ist durch eine Cephalopodenfazies vertreten und zeigt große Ähnlichkeit mit dem vom Kellerwald, Harz und Westfalen. Auch die Zweiteilung in Cheiloceren- und Clymeniensichten ist hier durchzuführen mit dem Unterschied allerdings, daß bei Kjelce die Cheiloceren höher hinaufgehen und mit den Clymenien gemeinsam vorkommen. Diese Eigentümlichkeit führt Verf. auf fazielle Besonderheiten des Kjelceschen Devons zurück. So entsprechen dem Nehdener Schiefer die Lagowschichten bei Kjelce, d. h. Mergelkalke mit Schieferlagen und einer gemischten Brachiopoden-, Cephalopoden- und sogar Crinoidenfazies; sie würden also am ehesten mit dem Oberdevon von Enkeberg oder mit dem von Langenaubach (Westerwald) zu vergleichen sein. Diese gemischte Fauna bildet gewissermaßen einen Übergang zwischen einigen reinen Cephalopodenschichten bei Lagow und der Brachiopodenfazies von Dembnik bei Krakow (Palkowa-Kalk).

Die hangenden Clymeniensichten enthalten eine typische Clymenienfauna nur in ihrem unteren, rein kalkigen Teil (*Clymenia involuta*); nach oben zu folgen Schiefer mit z. T. reicher Fauna, in der die Clymenien eine verhältnismäßig geringe Rolle spielen (*Cl. annulata*, *Cl. laevigata*), während die Cheiloceren stark überwiegen. Da diese Schichten faziell den zeitlich älteren Nehdener Schieferen ähneln, glaubt Verf. diese bemerkenswerte Vergesellschaftung so deuten zu müssen, daß hier infolge günstiger Lebensbedingungen die Cheiloceren länger ausgeharrt hätten. Es sei nebenbei bemerkt, daß die Feststellung dieses schon von GÜRICH und FRECH erwähnten Zusammenvorkommens der Clymenien und Cheiloceren im polnischen Mittelgebirge und dessen Deutung durch den Verf. insofern ein besonderes Interesse besitzt, als ähnliche Verhältnisse neuerdings von A. BORN aus Ostthüringen beschrieben sind (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1912. 64), der aber die Frage nach der Deutung offen gelassen hat. Es würde die zweite von BORN angegebene Erklärungsmöglichkeit am besten mit den Beobachtungen SOBOWLEW's bei Kjelce harmonisieren.

Verf. weist ferner auf einige Eigentümlichkeiten der Cephalopodenentwicklung hin, die dem rheinischen und polnischen Devon gemeinsam sind. Die Cheiloceren verdrängen zu Anfang des Famennien ihre Vorgänger und verbreiten sich sehr rasch; die Unbeständigkeit der Merkmale und die Mannigfaltigkeit der Formen deutet auf eine große Evolutionsenergie; dabei zeigt das Studium der Lobenlinie, daß die Komplikation in mehreren Reihen in einer Richtung vor sich ging. So erreichen an der Grenze von Lagow- und Clymeniensichten mehrere Cheiloceren zugleich das *Dimeroceras*-Stadium. Zur selben Zeit entstehen *Sporadoceras*, *Aganides*, *Praeglyphioceras*, *Postorno-*

ceras. In den Clymenienschichten lebten anscheinend die Cheiloceren an günstigen Stellen weiter, neben ihnen erscheinen aber „verjüngte“ Goniatiten mit vereinfachter, direkt atavistischer Lobenlinie. So z. B. *Prolobites* mit einer Sutura der einfachsten Anarcestiden und der charakteristischen Verengung an der Mündung. FRECH erwähnt ähnliche eigenartige Formen aus dem schlesischen und rheinischen Devon. Sehr bezeichnend sind in den Clymenienschichten Polens Tornoceren mit vereinfachter, fast *Gyroceras*-artiger Sutura und ähnlichem Evolutionsgrad. Außerdem zeigen diese Tornoceren Annäherung an Clymenien und es lassen sich aus ihnen und den zusammen vorkommenden Clymenien mehrere Reihen konstruieren, von denen jede aus einem *Tornoceras* und einer ihm gleichenden *Clymenia* besteht. Auch aus älteren Schichten sind solche clymenienähnliche Tornoceren bekannt (*Tornoceras Sandbergeri* und *Clymenia striata*). Da es auch andere goniatitenähnliche Clymenien gibt und auch Goniatiten nicht selten eine große Übereinstimmung mit Clymenien aufweisen (cf. *Agonides paradoxus*), scheint es dem Verf. wahrscheinlich, daß die Clymenien abgespaltene Zweige von Goniatiten sind, wobei zugleich mehrere Arten polyphyletisch aus verschiedenen Tornoceren oder auch anderen Goniatiten entstanden. So sucht Verf. ihr plötzliches Auftreten und ihre große Mannigfaltigkeit zu erklären. Mit FRECH sieht Verf. den Grund zu einer solchen Evolution in einer Veränderung der Lebensbedingungen, verursacht durch geotektonische Prozesse. Man darf auf eine eingehendere Ausführung dieses interessanten Gedankenanges durch den Verf. gespannt sein.

Im Fehlen des Unter-carbons und wahrscheinlich auch der obersten Clymenienschichten liegt eine weitere wichtige Übereinstimmung zwischen dem rheinischen und polnischen Paläozoicum.

Aus diesen Ausführungen geht hervor, daß das polnische Devon unmittelbar zu jenem Devonzug gehört, welcher vom Harz aus über Ost-Thüringen, Fichtelgebirge und Schlesien nach Osten zieht und erst im Eodevon, z. T. sogar später vom Meer überflutet worden ist. Wenn das durch GÜRICH schon bekannt war, so dürfte es doch noch wenig beachtet worden sein, daß, nach dem faziellen Charakter des Kjelceschen Devons zu urteilen, dieses im unteren und einem Teil des mittleren Devons das südliche Ufer eines nördlich davon ausgedehnten Meeresbeckens darstellt, während südlich, bis in die Gegend von Krakau, ein Festland war. Erst in der Mährischen Senke findet man wieder Anzeichen einer tieferen See; mit anderen Worten bestand südlich von dem roten Kontinent eine devonische Geosynklinale, welche ihrerseits durch eine in der Gegend des polnischen Mittelgebirges liegende Insel von der mediterranen Hauptsenke getrennt war. Diese nördliche Geosynklinale hat auch noch später oft die Rolle einer großen Meeresstraße gespielt; vielleicht ist sie noch jetzt durch die große Senke angedeutet, welche nördlich vom mitteleuropäischen Bergzug und von dem südrussischen Höhenzug fast durch ganz Mittel- und Osteuropa zieht. Diese Geosynklinale setzte nicht immer weit nach Osten fort. Zu Beginn des Mesodevons wurde sie hier durch den Südwestrand des russischen Kontinents abgeschnitten. Auch im Westen bildete der rote Kontinent einen Vorsprung nach Süden, der jetzt durch die später aufgefalteten variscischen und armorikanischen Bögen umsäumt wird. Wenn dieser aus der Gegend von

Aachen, wo ja noch Spuren eines roten Kontinentes zu finden sind, nach Nordwesten fortsetzte, was am wahrscheinlichsten ist, so bildete die nördliche Geosynklinale eine Art großer Bucht im roten Festland, die sich über Norddeutschland und Nordpolen ausbreitete und im Süden durch einen Inselkranz vom Hauptmeer abgetrennt war. Zu Ende des Mitteldevons wird diese Senke z. T. ausgefüllt, wie die Grauwackenschiefer in Polen und Böhmen zeigen, dafür erscheinen aber weiter südlich im Oberdevon Ablagerungen tieferer See (Clymenienschichten). Die Geosynklinale hat sich nach Süden verschoben. Um diese Zeit beginnt das Emporsteigen der böhmischen und armorikanischen Insel, und zwar dort, wo im Unterdevon ein Meer bestand, während nördlich davon, an Stelle des alten Landes, sich die oberdevonische Synklinale ausbreitet. Zum Schluß des Oberdevons ist dann das ganze polnische Mittelgebirge und die böhmische Masse schon ein Festland, welches die dazwischen eingeklemmte polnisch-schlesische carbonische Senke mit ihrem Detritus erfüllt.

Die im vorhergehenden wiedergegebenen paläogeographischen Resultate sucht Verf. in einem zweiten Abschnitt zu verwerten, um die Abhängigkeit der alten und neuen Küstenlinien von dem allgemeinen tektonischen Bild Europas zu zeigen, insbesondere von dem tektonischen Umriß der russischen Tafel, wie er ihn in einer anderen Arbeit skizziert hat (Über den allgemeinen Charakter der Tektonik im Kjelce—Sandomirschen Höhenzug, siehe dies. Jahrb. 1913. II. -463-). Danach bildet die russische Tafel + Baltischer Schild ein großes Dreieck, begrenzt durch die Linie der Kaledoniden, die sogen. kimmerische Linke und den Hauptzug der Uraliden. Parallel der ersten liegt zwischen dem Baltischen Schild und der russischen Tafel die alte Geosynklinale Balticum—Weißes Meer. Am Südrand entspricht der podolische Horst tektonisch und sogar petrographisch dem Baltischen Schild; auch hier liegt zwischen dem Horst und der russischen Tafel eine alte Geosynklinale (siehe oben); sie verläuft parallel der kimmerischen Linken. Eine dritte ist parallel den Uraliden zu konstatieren. Das gleichseitige Dreieck wird seitlich abgestumpft durch drei weitere tektonische Linien: die ammodecische (Schonen), die kimmerische Rechte (Obschtschi Syrt) und die Kanin-Dislokation. Diese Abstumpfungen liegen stets dort, wo die erwähnten Geosynklinalen aufeinander treffen; sie sind durch besonders tiefe Depressionen gekennzeichnet und von einem System sich kreuzender Spalten durchsetzt, die den zwei Hauptlinien parallel laufen. Es ist wohl kein Zufall, daß gerade an diesen Stellen mächtige Salzlager aufgehäuft sind (Norddeutschland, Kaspibecken), welche wohl zeigen, daß an den symmetrischen Ecken schon im Paläozoicum eine ähnliche Depressionsphase mit verdunstenden inneren Meeren herrschte, wie auch noch jetzt am Kaspi.

Die sog. „Altiden“ umfließen den von ungestörtem Old Red bedeckten podolischen Horst im Norden und Süden; ihre Falten sind nach dem Massiv hin überkippt. Ebenso umsäumen die variscischen und armorikanischen Bögen die Südwestecke des Baltischen Schildes, die auch hier durch undisloziertes Old Red gekennzeichnet ist. Östlich von der böhmischen Masse verschwinden die „Altiden“ unter den Karpathen, um am Bosphorus wieder aufzutauchen. [? Red.] Die Linie, welche das Devon des Mährischen Gesenke mit dem Devon am Bos-

porus verbindet, ist streng parallel der kimmerischen Linken. In Asien biegen die Altaien scharf um, anscheinend an der Südecke des podolischen Horstes gebrochen und verlaufen von hier ab parallel der kimmerischen Rechten. Am Südrand des alten roten Kontinents sind sozusagen zwei Bergguirlanden aufgehängt, die seine beiden Vorsprünge (Südwestecke und podolischer Horst) umsäumen. Die böhmische Masse spielt die Rolle des gemeinsamen Nagels — hier treffen beide Bögen zusammen. Die beiden kimmerischen Linien sollen angeblich auch im Westen, in den bizarren jungen Bögen der Alpiden, eine wichtige Rolle spielen.

Verf. versucht zum Schluß zu zeigen, daß diese Hauptdislokationen an große Kreise der Erde gebunden sind und sucht, zunächst allerdings nur an wenigen Beispielen aus anderen Erdteilen und rein hypothetisch wahrscheinlich zu machen, daß diese Auffassung auf der ganzen Erde durchzuführen ist.

Beachtenswert ist eine gewisse Übereinstimmung der Ansichten des Verf.'s mit DEECKE's „Grundgesetz der Gebirgsbildung“. Doch bestehen durchgreifende Unterschiede; so wird von SOBOLEW eine „geotektonische Winkelkonstanz“ nirgends direkt behauptet, ja sein symmetrisch abgestumpftes Dreieck der russischen Tafel ist mit dem DEECKE'schen regulären Sechseck keineswegs zu verwechseln, da es recht verschiedene Winkel von etwa 90° und 135° einschließt. Interessant ist die paläogeographische Behandlung der Frage, die wohl eine Vertiefung des Problems darstellt. S. v. Bubnoff.

Schulz, Eugen: Über einige Leitfossilien der Stringocephalenschichten der Eifel. (Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande u. Westfalens. 1913. 70. Jahrg. 336—385. Mit Taf. VII—IX u. 2 Textfig.)

Carbonische Formation.

Gothan, W.: Das oberschlesische Steinkohlenbecken im Vergleich mit anderen Becken Mitteleuropas auf Grund der Steinkohlenfloren. (Glückauf. 1913. No. 35, 36. 49. Jahrg. 1366—1377.)

Quitow: Der paralische Charakter des oberschlesischen Steinkohlengebirges. (Glückauf. 1913. 1377—1380.)

Berg, G.: Die Lagerungsverhältnisse des Carbons und der Eruptivgesteine im östlichen Teile des Waldenburger Beckens. (Glückauf. 1913. 1380—1384.)

Tolmatschew, J. P.: Die älteren Angaben über das Vorkommen von *Productus giganteus* MARTIN im Altai. (Travaux de la Société Impériale des Naturalistes de St.-Petersbourg. 1912. 63. Lief. 1. 1—8.)

Rydzewski, B.: Sur l'âge des couches houillères du bassin carbonifère de Cracovie. (Extr. du Bull. de l'Acad. des Sciences de Cracovie. Cl. d. Sci. Math. et Naturelles. Sér. B.: Sciences Naturelles. 1913. 538—565.)

Andrée, K.: Weiteres über das carbonische Arthrostraken-Genus *Arthropleura* JORDAN. (Palaeontogr. 1913. 60. 298—310. Mit 4 Fig. auf 1 Taf.)

Zimmermann, Ernst: Die Culmfauna von Hagen i. W. Einige Bemerkungen zu dem gleichlautenden Aufsatz des Herrn NEBE. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. No. 13. 397—401.)

Triasformation.

E. Koken: Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz (Abteital, Südtirol). (Abh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1913. 16. Heft 4. 4. 43 p. 6 Taf.)

Es ist ein Verdienst des derzeitigen Redakteurs des Jahrbuches und der Abhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, G. GEYER, diese letzte Arbeit KOKEN's den Fachgenossen zugänglich gemacht zu haben, obwohl das nachgelassene Manuskript keineswegs vollkommen druckfertig vorlag und manche Einzelheiten im Text zweifelhaft bleiben mußten. Die vorliegende Publikation bringt manche wertvolle Beiträge zur Kenntnis der Raibler Schichten Südtirols. Es wäre schade, wenn sie unveröffentlicht geblieben wäre, wemgleich man an sie nicht denselben Maßstab anlegen darf, wie an andere vollständig ausgereifte Arbeiten des allzu früh dahingeshiedenen, hochverdienten Forschers.

Den Anstoß zu dieser Arbeit gab der interessante Fund eines *Metopias*-Schädels im Sommer 1906 in den grobkonglomeratischen Sandsteinen nördlich der Kapelle von Heiligenkreuz im Abteital. Die Form, *Metopias sanctae crucis* n. sp., steht dem schwäbischen *M. diagnosticus* sehr nahe. Dem Vergleich der Raibler Schichten mit dem süddeutschen Keuper wird dadurch eine neue Stütze gegeben.

Anknüpfend an diesen Fund erhebt sich die Frage, welche Schichten im Abteital überhaupt als Heiligenkreuzer Schichten zu bezeichnen und an welcher Stelle im System der südalpiner Trias sie einzureihen seien. Als Typus der Heiligenkreuzer Schichten haben nach KOKEN die 15 m mächtigen, von hellbraunen Kalkbänken durchzogenen Mergel zu gelten, die unmittelbar bei der Kirche von Heiligenkreuz anstehen und in ihren obersten Bänken sehr zahlreiche Anoplophoren enthalten. Sie entsprechen den unteren Raibler Schichten, nicht der obersten Cassianer Zone, die durch das häufige Vorkommen von *Cassianella Beyrichi* ausgezeichnet ist. In den Profilen des Abteitales ist eine scharfe Trennung der einzelnen Glieder des Wengen—St. Cassian—Raibler-Komplexes schwer durchführbar, denn hier herrscht von dem Horizont der eigentlichen Wengener Schiefer (im engeren Sinne) mit *Daonella Lomeli* bis zum Hauptdolomit eine fast kontinuierliche Entwicklung tuffiger, mergeliger und sandiger Schichten, die sich in auffallenden Gegensatz stellt zu den Profilen des Gardenzazza-Stockes, dessen Dolomitmasse seitlich Wengener und Cassianer Schichten angelagert sind, während das Dolomitplateau Raibler Schichten trägt. Trotz zahlreicher Verrutschungen und Absenkungen läßt sich doch die Schichtenfolge: St. Cassianer Schichten, Heiligenkreuzer Schichten, echte Raibler Schichten in einzelnen Aufschlüssen klar feststellen.

Der Sandstein mit *Metopias* in Heiligenkreuz liegt über den *Anoplophora*-Bänken. Er entspricht den kohligten Schichten samt dem Hauptlager der

Myophoria Kefersteini im Raibler Profil, bzw. dem Lunzer Sandstein und den eigentlichen *Cardita*-Schichten Nordtirols. Die Pachycardientuffe der Seiser Alpe erachtet Verf. als gleichalterig mit den roten Raibler Schichten des Schlernplateaus, mit denen sie ca. 100 Arten gemein haben. Auch die versteinierungsführenden Bänke in den obersten Lagen des Schlerndolomits sind zweifellos vom Alter der Raibler Schichten. Die Konsequenz dieser Auffassung ist im Sinne der Faziestheorie von E. v. Mojsisovics, daß im ganzen Gebiete der Seiser Alpe die kalkige Entwicklung, die Bildung eines Schlerndolomits, vollständig ausgesetzt hat und daß die einander gegenüberstehenden Kalkstöcke Schlern und Langkofel auch getrennt entstandene Bildungen, also „Riffe“ sind.

Verf. beschließt seine beachtenswerten stratigraphischen Auseinandersetzungen mit einem kurzen Vergleich der oberen alpinen mit der germanischen Trias. Die Heiligenkreuzer Schichten dürften dem Gipskeuper, die darüber liegenden Sandsteine auf Grund des Vorkommens von *Metopias* dem schwäbischen Schilfsandstein entsprechen.

In dem paläontologischen Abschnitt der vorliegenden Publikation werden außer dem schon erwähnten *Metopias*-Schädel 46 Arten aus sehr verschiedenen Horizonten und von verschiedenen Lokalitäten des südtirolischen Hochlandes teils beschrieben, teils kritisch besprochen. Unter ihnen finden sich die folgenden neuen Formen verzeichnet: *Pleuromutilus dolomiticus*, aus der Verwandtschaft des *Pl. Cornaliae* STOPP., *Promathildia rubra*, *P. eminens*, *Posidonia abbeiensis*, ein vorzügliches Leitfossil der mittleren Cassianer Schichten (von *P. Wengensis*, mit der sie bisher verwechselt wurde, durch zahlreichere und schmalere, konzentrische Falten unterschieden), *Anomia pusilla*, *Mysidioptera dolomitica*, *Megalodus lenticularis*, *M. truncatus*, *M. dispar*, *Physocardia minor*, *Ph. aequalis*, *Myophoria reducta*, *M. ampezzana* (sehr ähnlich mit *M. Goldfussi*), *M. ladina*.

Unter dem neuen Genusnamen *Cornucardia* wird von *Craspedodon* BITTN. eine Anzahl Formen abgetrennt, die sich durch ein isocardienartiges Schloß auszeichnen (*C. Hornigi* BITTN., *C. Verae* FRECH). Für eine Gruppe von Bivalven, die WISSMANN in seine *Nucula inflata* einbezogen, BITTNER dagegen als *Megalodontiden* angesprochen hatte, wird der neue Gattungsname *Cruciella* eingeführt. Ihre systematische Stellung bleibt noch immer unsicher, obwohl Verwandtschaft mit *Lithophagus triadicus* BITTN. und *Mysidia* (?) *lithophagoides* FRECH bestehen mag. Wichtig ist die Feststellung, daß die echte *Myophoria Whateleyae* BUCH aus den Raibler Schichten der Val Brembana sicher identisch ist mit einer zu *M. vestita* ALBERTI gestellten Form aus den Gausinger Schichten des Aargau. *Myophoria Whateleyae* und *M. vestita* gehören in den gleichen Formenkreis. ALBERTI's Spezies ist nur eine Lokalvarietät der sehr veränderlichen *M. Whateleyae*.

Daß manche Beschreibungen allzu kurz geraten sind und daß bei einzelnen kritischen Bemerkungen eine ausführlichere Begründung erwünscht gewesen wäre, ist ein Nachteil, den die von der Redaktion für die Herausgabe dieser posthumen Arbeit verwendete Sorgfalt und Mühe leider nicht zu beheben vermochte.

Diener.

- Wittenburg, P. v.: Über Werfener Schichten von Spitzbergen. (Bulletin de l'Académie Impériale d. Sciences de St.-Petersbourg. 1912. 947—948.)
 — Zur Stratigraphie der kaukasischen Trias. (Bulletin de l'Académie Impériale d. Sciences de St.-Petersbourg. 1912. 433—436.)

Juraformation.

- Salfeld, H.: Certain Upper Jurassic Strata of England. (From the Quart. Journ. Geol. Soc. 1913. 69. 423—430. Taf. 41, 42.)

Kreideformation.

H. Schröder: Über Oberen Emscher westlich Hildesheim und die Regression des Emschers im Harzvorlande. (Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. für 1911. 32. T. I. H. 2. Berlin 1911. p. 232—241.)

In einer Bohrung nördlich des Dorfes Emmerke bei Hildesheim fanden sich in horizontaler Lagerung bei 220—251 m Tiefe graue Mergel mit *Inoceramus cardissoides* GOLDF. etc., darunter bei 310 m stark glaukonitische Mergel mit Phosphoriten, darunter glimmerige Mergel und Tone bis 408 m Tiefe mit *Pecten orbicularis* Sow. (*germanicus* WOLLEM.), bei 436—438 m Tiefe eine graue, rot und braun geflammte feste Kalktonlage mit *Oppelia nesus* aut., *Aucellina aptiensis* D'ORB., *Hamites* und *Belemnites*.

Die Mergel mit *Inoceramus cardissoides* GOLDF. gehören dem Oberen Emscher, diejenigen mit *Pecten orbicularis* Sow., *Oppelia nesus* aut. und *Aucellina aptiensis* D'ORB. dem Aptien an, das ganz in der Nähe der Bohrung auch über Tage ansteht.

Die Grenze zwischen Emscher und Aptien liegt bei 300 m Tiefe, wo ein auffallender Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit der dunklen, feinsandigen Tone der Unterkreide und der glaukonitischen, körnigen Mergel der Oberkreide erfolgt. Im Bohrkern ist eine scheinbare Wechsellagerung von Aptien- und Emschermaterial zu erkennen, so daß das Fehlen von Unterem Emscher, Turon, Cenoman und Gault nicht durch tektonische Störungen, sondern nur durch eine Erosionsdiskordanz zu erklären ist.

Analoge Verhältnisse finden sich anscheinend am Gehrdener und Lindener Berge bei Hannover, wobei Verf. sich auf die älteren Angaben von HEINR. CREDNER bezieht. Ähnlich wie bei Emmerke liegt am Gehrdener Berge an der Basis des Senon, das STOLLEY als Emscher und Granulatenkreide anspricht, ein Brauneisensteinkonglomerat, das offenbar den tieferen Lagen des Ilseider Konglomerates entspricht. Ähnliche Verhältnisse sind ferner vom Verf. kürzlich vom Harzrande beschrieben worden.

Der Emscher zeigt also in dem oben erwähnten Gebiete gegenüber der sich gleichbleibenden Plänenentwicklung des Turon deutliche Anzeichen einer

Verflachung des Meeres, wenn nicht gar neritischer Bildung. Zur Turonzeit flutete ein gleichmäßig tiefes Meer weit nach Osten und Süden und überdeckte auch die Stelle des heutigen Harzes. Demgegenüber tritt zur Emscherzeit eine Verflachung des Meeres ein unter gleichzeitigen Krustenbewegungen, die zur Ausbildung grobklastischer Geröllagen Veranlassung gaben. Der Regression des Meeres folgte zur Zeit der Quadratenkreide wieder eine Transgression, die bis in die Mucronatenzeit anhielt.

Schöndorf.

Tertiärformation.

Jean Boussac: Essai sur l'évolution des *Cerithides* dans le Mesonummulitique du bassin de Paris. Annales Hébert. (Ann. de Stratigraphie et de Paléontologie du Laboratoire de Géologie de la Faculté de Paris. 6. 1912.)

Während COSSMANN (Essai de Paléoconchologie comparée VII) besonderen Wert auf die Länge und Krümmung des Kanals der Cerithienarten legte und eine ganze Reihe von Gattungen unterschied, legt BOUSSAC auf die Krümmung der Außenlippe und namentlich auf die Skulptur das Hauptgewicht und unterscheidet nur *Cerithium* und *Campanile*. Besprochen wird dann die Entwicklung der Längs-(Spiral-)Streifen und Kiele, welche teils sehr früh, teils, bei *Campanile*, sehr langsam sich ausbilden oder mit dem Zurücktreten eines ursprünglichen Kieles zusammenhängen. Die Knoten und Zähnechen darauf entwickeln sich verschieden, meist aus Rippen, und herrschen bei erwachsenen *Campanile* bedeutend vor. Die Außenlippe ist fast nur bei ausgewachsenen Stücken von *Campanile* erhalten, scheint aber schon früh die Merkmale der Alten mehr oder minder schnell anzunehmen.

Die Gattung *Campanile* BAYLE (FISCHER) ist für das rezente *C. laeve* QUOY et GAIMARD aufgestellt, nicht für *C. giganteum* LAM., wie COSSMANN meinte. Dies wird ausführlich begründet und 3 Zweige unterschieden: 1. der des *C. giganteum*, 2. des *C. parisiense* DESH., 3. der des *C. cornucopiae* SOW. Von den dazu gehörigen Arten findet sich *C. parisiense* im unteren Lutétien, *C. giganteum* im mittleren, *C. Benecki* und *C. cornucopiae* im oberen. Von diesen stammen *C. elongatum* und *C. paratum* des Auversien ab, *C. rarinosum* von *C. parisiense*, *C. Bigoti* von *C. cornucopiae* und *C. auversiense* von *C. giganteum*. Ähnlich werden dann besprochen die Zweige des *Cerithium filiferum* DESH., des *C. lamellosum* BRUG. (eine Form von Vouast wird *C. Oehlerti* benannt), des *C. Gouetense* VASSEUR, des *C. tiara* LAM., des *C. turritellatum* LAM., des *C. serratum* BRUG., des *C. denticulatum* LAM., des *C. conoideum* LAM., des *C. cinctum* LAM. (*C. vilcassinum* n. sp.), des *C. tricarinatum* LAM. (*C. crispiancense* n. mut.), des *C. lapidum* LAM., *C. scalaroides* DESH., *C. interruptum* LAM., *C. echinoides* LAM., *C. Bouei* DESH., *C. imperfectum* DESH. und des *C. muricoides* LAM.

Dann wird die phylogenetische Entwicklung besprochen; neben den Stammformen erscheinen plötzlich, ohne Übergang, benachbarte und entwickeln sich mit ihnen, manche erscheinen aber regressiv; sie erscheinen in zahl-

reichen Exemplaren, und Mutationen bilden sich nach allen Richtungen. Varietäten sind durch Zwischenformen miteinander verbunden, können aber auch bei verwandten Arten ineinander übergehen.

Schließlich wird noch die Verwandtschaft der *Chama lamellosa* LAM. und der *Ch. fimbriata* geschildert. 16 sehr gute Lichtdrucktafeln erleichtern das Verständnis des Werkes. von Koenen.

W. Hess: Über Mitteloligocän bei Duisburg. (Sitzungsber. d. naturhist. Ver. Bonn. 69. II. D. 31; Niederrhein. geol. Ver.)

Zwischen Ruhr und Rhein liegt ein Höhenrücken, aus welchem schon ENGSTFELD und HOSIUS etc. Tertiärschichten beschrieben, dieser Mitteloligocän von Schermbeck, Gatrop, Gahlen. Verf. beschreibt dann noch mehrere andere Aufschlüsse aus der Nähe von Duisburg, wo sich außer hellen Sanden auch Rupelton mit *Leda Deshayesi*, Fischzähnen etc. gefunden hat. Die Foraminiferen bestimmte FRANKE. Der Rupelton liegt augenscheinlich über den feinen Farnsanden und unter dem Oberoligocän von Gerresheim und Erkrath.

von Koenen.

F. Wieggers: Die Gliederung des französischen Pliocän und Pleistocän. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Abhandl. 65. 3. p. 384.)

Die meisten französischen Geologen rechnen die Schichten mit *Dinotherium giganteum*, *Hipparion gracile* und *Rhinoceros Schleiermachersi* zum Miocän, während sie bei uns, in Österreich (nebst der Pontischen Stufe) zum Pliocän gestellt werden. Dieses hat dann 4 Stufen, nämlich noch die der Placentin-, Asti- und Arno-Schichten der Italiener. Es sind meistens fluviatile Schotter, stellenweise sehr reich an Wirbeltierresten; nur in der Zeit des Plaisancien erstreckte sich das Meer oder See in der Rhoneniederung bis Givors südlich von Lyon und von der Bretagne bis über die Loire hinaus sowie nördlich der Pyrenäen über Montpellier waren Landstreifen unter Wasser. Das Astien beginnt mit einer Landhebung, und es werden dann Floren und Faunen einer Reihe von Ablagerungen erwähnt und es wird parallelisiert:

	Deutschland	Frankreich
Ober-Pliocän = Sicilien z. T. und Astien	<i>Mastodon</i> -Schichten von Mittel-Deutschland mit <i>M. arvernensis</i> , <i>M. Borsoni</i> , <i>Elephas meridionalis</i> , <i>Equus Stenonis</i>	Schichten mit <i>Mastodon arvernensis</i> in der Rhône-Senke, Auvergne, Franche-Comté etc. und pflanzenführende Tuffe des Cantal
Unteres Pliocän = Plaisancien und Pontien	Schichten von Eppelsheim, Ulm etc. mit <i>Dinotherium giganteum</i> , <i>Mastodon longirostris</i> , <i>Aceratherium incisivum</i> , <i>Rhinoceros Schleiermachersi</i> , <i>Hipparion gracile</i>	Marine Schichten des Plaisancien, Dinotherien-Schichten des Cantal und des Mont Lébéron (Provence)

In England gehören zum Pliocän der weiße und der rote Crag und der Norwich Crag mit *Mastodon arvernensis*, während der Weybourn-Crag mit *Tellina battica* und die Forest-beds von Cromer dem Quartär angehören dürften. In Frankreich unterschied LAPPARENT im Quartär: Zeit des *Elephas antiquus*, Zeit des *E. primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* und Zeit des Renn. Die Vereisungen der Alpen und Pyrenäen, sowie die nordfranzösischen Flußterrassen sind aber bei der Gliederung wesentlich zu berücksichtigen, und es ergibt sich, daß über der Günz-Eiszeit I eine Zwischeneiszeit I und die Mündel-Eiszeit II folgt (alle dem Praechelléen angehörend), dann die Mündel-Riß-Zwischeneiszeit 2 (Chelléen und Acheuléen I), ferner die Rißeiszeit III (Acheuléen II), die Riß-Würm-Zwischeneiszeit 3 (Moustérien I) und die Würm-Eiszeit IV (Moustérien II, Aurignacien, Solutréen, Magdalénien), welchen die Ablagerungen und Lücken in Nordfrankreich, der Auvergne, im Saône- und Rhônegebiet und in den Pyrenäen unter näherer Begründung eingereiht werden.

von Koenen.

Quartärformation.

G. H. Hornig: Die Oberflächenformen des nördlichen Eulengebirges als Beispiel der Einwirkung der nordischen Vereisung auf das mittelschlesische Gebirge. (Landeskundliche Forschungen, herausgeg. v. d. Geogr. Ges. in München. Heft 18. 1913. p. 1—95. Mit 1 Karte u. 6 Taf. [Profile u. Photos.]

Den Ausgangspunkt bildet eine von W. Volz geleitete Kartierübung des Breslauer geographischen Institutes in der Hohen Eule. Es bedarf kaum einer weiteren Begründung, daß nur auf Grund so sorgfältiger Einzelarbeiten wie der vorliegenden¹ ein wirklicher Fortschritt auf einem schwierigen und viel umstrittenen Forschungsgebiete möglich sein wird.

Die Annahmen des Verf.'s über die Sprunghöhe des sudetischen Randbruches und die Mächtigkeit des Landeises stimmen in bemerkenswerter Weise mit den Untersuchungsergebnissen des Ref. überein, die auf anderen Wegen gewonnen wurden und z. T. — so die Mächtigkeitsbestimmung des Inlandeises mit 200 m — bei Drucklegung der Arbeit noch nicht veröffentlicht waren. Die wichtigsten Ergebnisse der sehr beachtenswerten Arbeit seien im wesentlichen mit den Worten des Verf.'s wiedergegeben:

„Das nördliche Eulengebirge entspricht einer Landschaftsform, die wir im Sinne PASSARGE's als Ausräumungslandschaft bezeichnen müssen. Die mechanische Ausräumung ist für die Formen ausschlaggebend, der Einfluß des geologischen Baues tritt nur wenig hervor. Die Art der Erosion ist glazial; diese ist für die Formen viel wichtiger als Tektonik und Gesteinsbeschaffenheit, die das Landschaftsbild nur unwesentlich verändern. Die Formen, die wir so in der Landschaft beobachten, sind disharmonisch, d. h. sie können nicht durch die heute wirkenden Kräfte erklärt werden. Im Gegenteil, die heute wirkenden Kräfte arbeiten unablässig an der Zerstörung dieser Formen; am

¹ Bei der ca. 4 Monate auf 4 Meßtischblätter verwendet wurden.

wichtigsten ist die Erosion des fließenden Wassers. Sie verwischt die Unterschiede der Böschung und schafft eine gleichmäßige Abdachung. Aber das mangelhaft ausgeglichene Längsprofil der Bäche und das Auftreten vieler steilgeböschter Kerbtäler beweist auch, daß es den heute wirkenden Kräften noch wenig gelungen ist, die durch die Eiszeit geschaffenen Formen zu zerstören, daß die Landschaft vielmehr durch die glazialen Formen beherrscht und charakterisiert wird. Die Entwicklung dieser Formen geht in folgender Weise vor sich:

In alttertiärer Zeit bildeten die Sudeten mit ihrem Vorlande, dem heutigen Hügelland, eine völlige Einheit. Das Eulengebirge setzte sich damals nach Osten in dem Reichenbach—Nimptscher Hügellande fort und bildete mit ihm eine wellige Landoberfläche, die aber keine vollkommene Ebene war, sondern flache Sättel und Mulden trug.

Vor allem ragte das Massiv der Hohen Eule als ziemlich steile Berggruppe von 300 m relativer Höhe aus dieser Ebene hervor, aber auch der von der Hohen Eule nach SO. ziehende Hauptkamm des Eulengebirges wies eine Durchschnittshöhe von etwa 100—200 m auf und trat deutlich im Relief der Landschaft zutage. Im Süden und Westen erhoben sich nur wenige Kuppen über die alte Oberfläche; besonders hervor trat schon der Königswalder Spitzberg, sowie der Porphyryzug der mittelsudetischen Mulde. Im NW. begrenzte das allmählich bis 200 m aufsteigende Sandgebirge die flache Mulde der obercarbonen und rotliegenden Gesteine, die in nordwestlicher Richtung von der Urweistritz durchflossen wurde. Die voroligocäne Oberfläche bildete also niemals eine Hochebene.

Im Laufe des Oligocän tritt eine Veränderung ein; der Ostteil dieses Hügellandes sinkt ab an einer großen, nordwestlich verlaufenden Randverwerfung, dem sudetischen Randbruche, der eine Sprunghöhe von 300—400 m aufweist. (Zu dieser Bestimmung gelangten Verf. und Ref. auf verschiedenen Wegen.) Ob das Vorland als zusammenhängende Tafel oder in mehreren Staffeln abgesunken ist, darüber haben wir bis jetzt keinen Anhalt. Mit diesem Randbruche wurde eine neue Erosionsbasis geschaffen, eine neue Gleichgewichtsfläche, zu der vom Gebirge Abdachungsflüsse herabströmten. Einer dieser Flüsse mündete in der Gegend der jetzigen Weistritz in die Ebene ein und vergrößerte sein Gebiet immer mehr durch Rückwärtseinschneiden ins Gebirge. Vielfach wurde sein Lauf durch Senken oder Mulden der alten Landoberfläche vorgezeichnet, besonders auch durch die Mulde, in der die „Urweistritz“ floß, mit der sich unser jetziger Fluß vereinigte. Die hohe Stufe, die der Fluß am Gebirgsausgang zuerst zu überwinden hatte, verschwand immer mehr und zu Beginn der quartären Zeit hatte sich die Weistritz bereits so weit eingetieft, daß sie ohne nennenswerte Stufe ins Vorland ansündete. Zugleich hatte sich ein bedeutendes System von Nebenflüssen ausgebildet. Während die Weistritz in ihrem Mittellauf z. T. in jetzt verlassenen Talungen floß, mündeten von rechts her Dorfbach, Jauerniger Bach und Mühlbach ein, die aber teilweise noch in anderen Betten flossen als jetzt. Alle diese Flüsse zerstörten die alte Landoberfläche, deren Reste uns jetzt noch als Niveau 4 erscheinen.

Als das quartäre Inlandeis bis an den Rand der Sudeten vorrückt, da verlieren die Ströme des Gebirges ihr Gefälle und führen dort Aufschüttungen aus. Der Fluß beginnt jetzt Schotter und Sand in seinem Bett abzulagern, aber er kämpft vergebens gegen das Eis an; es verschließt seinen Ausgang und bedingt bei Oberweistritz die Entstehung eines Stausees, in dem sich Bänder-tone ablagern. Indem das Eis nun im Tal der Weistritz eindrang, lagerte es dort seine Grundmoräne ab, während es sich an den Hängen einschneid und die Terrasse 3 herausmodellerte. Der Gletscher war in dem Tal 200 m mächtig. (Zu einer ähnlichen Mächtigkeitsschätzung des Eises gelangte Ref. durch Untersuchung der Reliefformen des Zobtens und besonders des Rummelsberges, der als Nunatak über das Inlandeis hervorragte.) Das Eis drang in alle Seitentäler und in das Tal der oberen Weistritz ein und erfüllte mit einem weitverzweigten Stromnetz das ganze Gebirge, bis an die Wasserscheiden hinauf. Mit erheblichem Druck vom Vorland werden Eiszungen in den Seitentälern aufwärts gepreßt. Aber sie pressen ihrerseits, der Schwere folgend, auch nach abwärts in das Haupttal zurück; so bilden sich den Mündungen der Nebentäler gegenüber Auskolkungen bei Wäldehen und Charlottenbrunn. Der Gletscher hinterläßt im Gebirge nur noch wenig Ablagerungen, er geht hier fast als reines Eis hinauf, nur hin und wieder einen Block oder Grundmoräne ablagernd. Desto kräftiger sind seine Wirkungen auf das verwitterte Gestein; seine Spur bezeichnet eine Niveaufläche, die er geschaffen hat (Fläche 3). Beim Rückzug oder bei einem abermaligen Vorstoß, als er an Mächtigkeit schon abgenommen hat, schleift er Fläche 2 aus und terrassiert so die Abhänge des Gebirges.

Beim Rückzug des Eises konnte das Wasser auch wieder wirken. Es bildeten sich zuerst große Ströme über dem Eise, die in Spalten herabstürzend sich unter dem Eise einen Ausweg suchten; so sägte sich das Wasser an manchen Stellen der Täler neue Wege ein, als die alten Betten der Flüsse von Grundmoräne erfüllt waren. So entstanden am Schlusse der Eiszeit die neuen Talabschnitte im Weistriztal und im Tal des Dorfbaches und Mühlbaches. Die Stufen, die damals der Fluß sich einschneid, sind im Weistriztal seitdem schon ausgeglichen worden, in den Nebentälern noch nicht ganz überwunden. Auf den abgeschliffenen Flächen hatten sich die Abflußverhältnisse geändert; es bildeten sich vielfach Moore aus, da das Wasser in seinem regelmäßigen Ablauf behindert war.

Frech.

A. Held: Höhenschotter und Hochterrasse bei Rottenburg a. Neckar. Ein Beitrag zur Kenntnis der alten Schotterablagerungen im oberen Neckargebiet. Inaugural-Diss. Rottenburg 1913.

Schon in seinen „Beiträgen zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums“ (1901) hat KOKEN gegenüber von QUENSTEDT und BRANCO festgestellt, daß in den hochgelegenen Schottern bei Rottenburg Buntsandstein vorkommt. Er hat die Vermutung ausgesprochen, daß auch hier wieder mehreres unter einem Namen zusammengefaßt werde, was bei genauer Untersuchung getrennt

werden müsse. Daher hat er eine Neuuntersuchung auf Grund der inzwischen erschienenen Höhenkurvenkarte (1 : 25 000) angeregt.

Die hochgelegenen Schotter ohne Buntsandstein setzen sich aus Geröllen von Muschelkalk, Lettenkohle, Keuper und Jura zusammen und sind meist zu harten Nagelfluhen verbacken. Wahrscheinlich sind sie in einer breiten Talsohle des Neckars abgelagert worden, die ungefähr 55—60 m höher als heute lag; das Fehlen des Buntsandsteins erklärt sich daraus, daß die linken Nebenflüsse des Neckars noch nicht in den Buntsandstein eingeschnitten hatten. Die untere Grenze der Schotterlagen zeigt ein konstantes Gefälle, das etwas steiler ist als das des heutigen Neckars. Während für diese Schotter ein hohes (tertiäres) Alter angenommen werden muß, so sind die buntsandsteinführenden Höhenschotter nicht viel jünger. Sie finden sich in noch größerer Verbreitung und bis zu größeren Höhen als die ersteren. Zu ihnen gehören Gerölle, die auf der Schwelle vom Neckartal ins Ammertal zwischen Wendelsheim und Wurmlingen liegen, woraus zu schließen ist, daß der Neckar zur Zeit ihrer Ablagerung einen Teil seines Wassers ins Ammertal ergoß. Man findet diese Schotter in der Rottenburger und Kirchheimer Gegend (nach BRÄUHÄUSER) immer nur als vereinzelte Gerölle in verschiedener Höhe. Zu ihrer Erklärung werden Überschwemmungen zu Hilfe genommen. Sie werden mit einer Zone von Geröllen westlich von Rottweil in 700—655 m Höhe in Parallele gesetzt. Wenn auch hier die Gerölle im allgemeinen vereinzelt umherliegen, so sind doch in der Nähe des Eschachtales deutliche Schotterterrassen ausgebildet, die von M. SCHMIDT als ältere Deckenschotter bezeichnet worden sind. Nach unten folgt (655—630 m) die zweite Zone HAAG's, der jüngere Deckenschotter SCHMIDT's, als deutlich ausgeprägte Terrasse mit viel Jura, dann die von mächtigem Löß bedeckte Hochterrasse, die bis 590 m hinabreicht, 40 m über dem Neckar. Erst eine genaue Untersuchung des Neckartals von Rottweil bis Horb wird ermöglichen, die Rottweiler Terrassen mit denen von Rottenburg zu verbinden. Die endgültige Entscheidung der Frage, ob die genannte zweite Zone schon der Hochterrasse zuzurechnen sei, wird wohl nur von der Untersuchung ihrer Fortsetzung nach Süden zu erwarten sein. **F. Haag.**