

Diverse Berichte

Geologie.

Petrographie.

Allgemeines.

- Wright, F. E.: The methods of petrographic-microscopic research: their relative accuracy and rang of application. (Carnegie Inst. Washington 1911. 204 p. 11 Taf. 118 Fig.)
- Fersmann, A. E.: Über die Verbindungen von variabler Zusammensetzung in der Erdrinde. (VERNADSKY-Festschr. Moskau 1914. Russ.)
- Loewinson-Lessing, F. J.: Verzeichnis seiner Schriften. 1 Portr. (Festschr. Petrograd 1915. Russ.)
- Beljankin, D.: Praxis der Universalmethode der Petrographie. (LOEWINSON-LESSING-Festschr. Petrograd 1915. 5 p.)
- Carnegie Institution of Washington, classified list of publications. 192 p. Washington 1920. Mit Referaten.
- Åhlander, Fr. E.: Förteckning över svensk geologisk, paleontologisk, petrografisk och mineralogisk litteratur för åren 1918 och 1919. (Geol. För. Förh. Stockholm. 42. 453—458. 1920.)

Eruptivgesteine.

- Eskola, P.: The mineral facies of rocks. (Norsk. Geol. Tidskr. 6. 143—194. 7 Fig. 1920.)
- Report of the Committee on British Petrographic Nomenclature. (Min. Mag. 19. 137—147. 1921.)
- Arschinow, W. W.: On inclusions of anthracite in igneous rocks of Crimea. 15 p. Moskau 1914. Russ.-Engl. Zusammenfass.
- Fersmann, A. S.: Die Schriftstruktur der Pegmatite und ihre Genesis. (Bull. Acad. Petrograd. 1211—1228. 1915. Russ.)
- Loewinson-Lessing, F.: Systematik der Eruptiva. III. Über Granulit. (Ann. Inst. Polyt. Petrograd. 23. 309—314. 1915. Russ.-Engl. Zusammenfass. p. 514.)

- Loewinson-Lessing, F.: Betrachtungen über die Natur und Trennung von Magmen. (Ebenda. 459—475. 1915. Russ.)
- Beljankin, D.: Magmendifferentiation. (LOEWINSON-LESSING-Festschr. Petrograd 1915. 20 p. Russ.)
- Switalski, N.: Gesättigte und ungesättigte Gesteine. (Geol. Botsch. 2. 269—274. 1916. Russ.)
- Hackman, V.: Einige kritische Bemerkungen zu IDDINGS' Klassifikation der Eruptivgesteine. (Bull. Comm. Géol. Finl. 53. 1—21. 3 Tab. 1920.)
- Magnusson, N.: De basiska monzonit-bergarterna vid sjön Smålingen i Dalarna. (Geol. För. Förh. Stockholm. 42. 413—435. 5 Fig. 1920.)
- Barrell, J.: Relations of subjacent igneous invasion to regional metamorphism. II. (Am. J. Sci. (5.) 1. 174—186. 1921.)
- Richardson, W. A.: A method of constructing rock-analysis diagrams on a statistical basis. (Min. Mag. 19. 130—136. 5 Fig. 1921.)

H. S. Washington: Chemical analyses of igneous rocks, published from 1884 to 1913, with a critical discussion of the character and use of analyses. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 99. 1200 p. 1916.) [Ref. Ann. Rep. Geophys. Labor. Carnegie Inst. Washington. 15. 156. 1916]

Die vier Teile des Werks — genaue Analysen von frischen Gesteinen, unvollständige Analysen von frischen Gesteinen, Analysen von verwitterten Gesteinen und Tuffen, ungenaue Analysen — enthalten 9500 Analysen. Im ersten Teil (4950 Analysen) ist jeder Analyse die „Norm“ nach dem quantitativen System beigegeben.

Karl Krüger.

H. S. Washington: Description of the quantitative classification of igneous rocks. (Extract from Prof. Pap. 99. U. S. Geol. Surv. 1918.) [Ref. Ann. Rep. Geophys. Labor. Carnegie Inst. Washington. 17. 135. 1918.]

Das Werk enthält eine Beschreibung des Systems, der Berechnung der Norm, sowie Tabellen über die Einteilung, Namen und Molezahlen der Eruptiva.

Karl Krüger.

H. S. Washington: An apparent correspondence between the chemistry of igneous magmas and of organic metabolism. (Proc. Nat. Acad. Sc. 2. 623—626. 1916.) [Vgl. dies. Jahrb. 1917. -140-.]

Wie in den Gesteinen Fe und Na einerseits sowie Mg und K andererseits sich entsprechen, so finden sich auch in der Biologie analoge Gesetze. Im Chlorophyll herrschen Mg und K, im Hämoglobin Fe und Na vor. Es ist wahrscheinlich, daß diese Analogien auf gleichen chemischen Beziehungen beruhen.

Karl Krüger.

A. Knopf: The Composition of the Average Igneous Rock. (Journ. of Geol. 24. 620—622. 1916.)

Eine Bemerkung CLARKE's in der 3. Auflage seiner „Data of Geochemistry“ (1916), nach der die Verbreitung der Eruptivgesteine auf der ganzen Erdoberfläche der Berechnung des Durchschnittsmagmas zugrunde gelegt werden müßte, um dereinst annähernd sichere Werte zu gewinnen, veranlaßt Verf. zu einem derartigen, jetzt schon möglichen Versuch für die Eruptivmassen des zu den Vereinigten Staaten gehörigen Teils der Cordilleren und der Appalachen, für die DALY in seinem Buche „Igneous Rocks and their Origin“ aus den geologischen Aufnahmen sowohl das von ihnen eingenommene Gebiet wie auch ihre Durchschnittszusammensetzung angegeben hat. Die von jeder Gesteinsart auf den Karten eingenommene Fläche, geteilt durch die Gesamtfläche aller Eruptivgesteine der genannten Gebiete ergibt den Faktor, mit dem die betreffende Gesteinsart für den Durchschnittswert einzusetzen ist; „ob dieser Durchschnittswert der zutage tretenden Eruptivmassen bestimmter Gebiete tatsächlich der Durchschnittszusammensetzung der 10 miles-Kruste der Erde entspricht, hängt von der Richtigkeit bestimmter Anschauungen über Entstehung und Wesen der Gesteine ab“.

Der auf diese Weise gewonnene Wert (I) stimmt in hohem Grade mit dem von CLARKE auf anderer Grundlage (Analyses of Rocks and Minerals from the Laboratory of the U. S. Geol. Surv., Bull. 591) errechneten (II) überein.

	I.	II.
SiO ²	61,64	60,47
TiO ²	0,73	0,80
Al ² O ³	15,71	15,07
Fe ² O ³	2,91	2,68
FeO	3,25	3,50
MnO	0,16	0,10
MgO	2,97.	3,85
CaO	5,06	4,88
Na ² O	3,40	3,41
K ² O	2,65	3,03
H ² O —	} 1,26 }	0,48
H ² O +		1,44
P ² O ⁵	0,26	0,29
	100,00	100,00

L. V. Pirsson: Der mikroskopische Charakter der vulkanischen Tuffe. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 40. 1915. 191—211.)

Die vorliegende Abhandlung enthält eine ausgezeichnete Schilderung der Tuffe, ihrer mikroskopischen Beschaffenheit und Umänderungen, welche Verf. ursprünglich nur zu Lehrzwecken zusammengestellt hat. Er teilt die Tuffe ein in glasige Tuffe, Kristalltuffe und steinige Tuffe, je nachdem amorphes Glasmaterial, lose Kristallauswürflinge oder steinige Fragmente und Einschlüsse früheren Materials mehr oder minder verschiedenartiger Natur vorherrschen. Verf. bespricht besonders eingehend z. B. die Form der Glasteilchen in vulkanischem Tuff und Staub und betont die natürliche Aufbereitung durch den Wind, derzufolge z. B. die an Glimmer reichsten Staubteilchen am weitesten vom Krater entfernt zu liegen kommen. Das von MÜGGE vorgeschlagene Wort Aschenstruktur für das Gefüge der glasigen Tuffarten ersetzt Verf. durch das Wort vitroklastische Struktur. Kristalltuffe bestehen meist aus losen Kristallen von Augit, Olivin, Feldspat, Leucit, seltener (cf. DOELTER, Petrogenesis. 1906. 147) aus Titanit (so von den Kapverdischen Inseln); ihr Material kann von Ausscheidungen des Magmas selbst stammen oder von den Wänden des Kraters. Die bekannten, wohlausgebildeten Kristalle von Augit im Tuff bei Aussig werden jedenfalls auf die erstere Weise gebildet worden sein, häufiger sind unregelmäßige zerbrochene Kristallfragmente. HARKER (Journ. Geol. Soc. 47. 1891. 299) beobachtete, daß in Kristalltuffen oft die Kristalle in dem umgebenden losen Material mit ihrer längeren Achse senkrecht zur Schichtung liegen. Die Zwischenmasse der Kristalltuffe ist dann meist glasig (vitroklastisch) gefügt. Tuffe, in denen älteres verfestigtes Gesteinsmaterial mit den Kristallauswürflingen gefördert erscheint, leiten zu den Steintuffen über, die besonders häufig bei denjenigen Vulkanen auftreten, die durch Sedimente durchgeschlagen sind, also z. B. bei den Maaren der Eifel. Sie gehen in echte Eruptivbreccien über. Tuffe, die neben vitroklastischem Material nur noch steinige Brocken enthalten, sind sehr selten, dagegen häufig solche, die Gemenge aller drei Typen darstellen. Fallen Tuffe ins Wasser, so können sich ihre Ablagerungen mit den Sedimenten gewöhnlicher Art vermischen und eine Unterscheidung wird dann um so schwieriger, je schneller die charakteristischen glasigen Bruchstücke der vulkanischen Tuffarten verschwinden. Durch Verwitterung und Verfestigung kann sich das Aussehen der Tuffe wesentlich ändern, so werden feldspatreiche Tuffe bald in kaolinisch-erdige Massen übergeführt und Opal oder Chalcedon in ihnen ausgeschieden; das Glas verschwindet ebenfalls. In anderen Fällen, besonders bei sehr feinem Tuffmaterial, geht das Ganze in schuppigen Sericit nebst Quarz und Chlorit über, bei den basischen Tuffen beobachtet man auch Übergänge zu Zeolithen, chloritische Substanz, Carbonate und Limonit. Glasige Tuffe von felsitischen Magmen liefern dichte felsitische Grundmassen von Chlorit und Feldspat, auch tritt Chalcedon und Sericit auf. So haben z. B. ANDREAE und OSANN bei starker Vergrößerung die entglasteu felsitischen Quarzporphyrtuffe vom Ölberg bei Schriesheim entziffert (Erläut. z. Bl. Heidelberg, 1896).

Die Kontaktmetamorphose von Rhyolith- und Andesittuff an Granit beobachtete HARKER und MARR (Quart. Journ. Geol. Soc. 47. 1891. 266); es ist bemerkenswert, daß daselbst eine vortreffliche Sammelkristallisation von Biotit, Orthoklas und Quarz zu beobachten war. In den Andesittuffen dieser Art traten auch Aktinolith und Hornblende neben Magnetit auf in einer rekristallisierten Grundmasse von Quarz und Feldspat mit Albitzwilligen; die ursprünglichen Einsprenglinge von Feldspat sind in ein Aggregat von neugebildetem Feldspat und Quarz mit etwas Biotit verwandelt (vgl. BARELL, 22. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. II. 1902. 526). Die Kontaktmetamorphose von orthophyrischen Tuffen bei Harzburg beobachtete ERDMANNSDÖRFFER (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 25. 1904. 45); sie sind dort in einen Hornfels mit braunem Biotit, Enstatit und Anthophyllit übergegangen. Beobachtungen über Kontakte an basaltischen Tuffen machte R. BECK (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 43. 1891. 259) sowie HARKER und MARR (Quart. Journ. Geol. Soc. 49. 1893. 360). Durch Dynamo- und Regionalmetamorphose entstehen aus den Tuffen Sericitschiefer oder Sericitphyllite. Eine Entscheidung, ob ein ursprüngliches Gestein als Lava oder in Form von Tuffen gefördert wurde, ist meist unmöglich. Gewöhnlich tritt neben dem Sericit noch Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot und Klinozoisit auf, in den basischen Gesteinen auch Aktinolith. Daß man auch ganz metamorphe Gesteine unter günstigen Umständen immer noch als umgewandelte Tuffe erkennen kann, zeigt das Beispiel des Hälleflinta-Gneises (s. BÄCKSTRÖM, K. Sv. Vetensk. Akad. Handl. 29. 1897. No. 4. p. 52, 122).

W. Eitel.

S. J. Shand: A Recording Micrometer for Geometrical Rock Analysis. (Journ. of Geol. 24. 394—404. 5 Fig. 1916.)

Verf. hat einen einfachen Apparat konstruiert, der die geometrischen Gesteinsanalysen nach ROSIWAL erheblich erleichtert und neben dem Zeitgewinn auch das Auge des Untersuchers viel weniger angreift, als dies bei dem bisher üblichen Verfahren der Fall war. Der Schliff wird in einem auf dem Mikroskoptisch verschiebbaren Messingrahmen durch zwei parallel laufende Schlitten bewegt; mit den beiden rechts und links sitzenden, die Schlitten bewegenden Schrauben ist je eine Teilung verbunden, die das Maß der Bewegung (bezw. die Summe zahlreicher Bewegungen) abzulesen gestattet. Nachdem man die Stellung der Schlitten abgelesen hat, verschiebt man den Schliff mit dem einen Schlitten, bis das erste Korn einer Mineralart, das man zunächst bestimmen will, mit einem Rand an den Schnittpunkt der Okularfäden herantritt, dann bewegt man dieses Korn mit dem zweiten Schlitten vorbei und benützt sodann wieder die erste Schraube, bis das zweite Korn herantritt, und so fort. Wenn der Schliff in seiner ganzen Länge am Fadenkreuz vorübergezogen ist, notiert man die Differenzen beider Schlitten gegenüber der Anfangsposition, verschiebt den Rahmen und wiederholt die Art der Untersuchung, bis die Indikatrix die erforderliche Länge erreicht hat. Aus der Summe der Differenzen für beide

Schrauben, von denen die eine den auf die Indikatrix fallenden Teil des zunächst festgestellten Minerals, die andere den auf alle übrigen Bestandteile fallenden Rest der Indikatrix angibt, berechnet sich sofort der Prozentgehalt des Minerals im Gestein. Obwohl man auf diesem Wege die Menge jedes Minerals besonders bestimmen muß, stellt das Verfahren offenbar eine erhebliche Vereinfachung dar.

Milch.

R. B. Sosman: Typus of Prismatic Structure in Igneous Rocks. (Journ. of Geol. 24. 215—234. 5 Fig. 1916.)

Verf. untersucht, ob neben der allgemein anerkannten Kontraktionshypothese zur Erklärung säulenförmiger Absonderung in Ergußgesteinen noch andere Annahmen derartige Absonderungen erklären können, und bespricht zunächst ein von E. T. WHERRY beschriebenes Vorkommen von der Oberfläche des großen Diabaslagergangs westlich von Philadelphia, das er durch die Annahme einer Kontraktion in physikalisch inhomogenem Material (zum größeren Teil erstarrt, zum kleineren noch flüssig) erklärt: die Hauptmasse erscheint wie durch Trockenrisse regelmäßig zerklüftet, und das die schmalen Risse erfüllende Material ist etwas grobkörniger wie die Hauptmasse, geht aber ohne scharfe Grenze in diese über, so daß der Gedanke, von unten sei schmelzflüssiges Material in die Fugen des erstarrten und prismatisch abgesonderten Gesteins eingedrungen, aufgegeben werden muß. Ein ähnliches Vorkommen beschreibt N. L. BOWEN von der Oberfläche eines Diabasanganges nördlich vom Lake Superior. Sodann untersucht er auf Grund neuerer französischer Arbeiten, besonders von RÉNARD, die auf die Beobachtung C. H. WEBER's vom Jahre 1855 zurückgehen, ob sich der an dünnen Flüssigkeitsschichten durch Konvektionsströme hervorgebrachte Zerfall in regelmäßige sechsseitige Zellen nicht sinngemäß auf relativ dünne Lavamassen anwenden ließe. Legt man die Verhältnisse der durch Konvektionsströme in Flüssigkeiten entstehenden Zellen für die eventuell auf diesem Wege entstandene prismatische Absonderung zugrunde und vergleicht sie mit den zweifellos durch Kontraktion entstandenen Säulen, so ergibt sich, daß die durch Konvektion entstandenen Säulen im Verhältnis zu ihrer Länge dicker sein müssen als die durch Kontraktion entstandenen, daß bei ihnen der sechsseitige Querschnitt vorwiegen muß, siebenseitige und fünfseitige häufig, drei- und vierseitige jedoch sehr selten sein müssen, während bei Kontraktionsprismen sechsseitige Querschnitte zurücktreten, fünfseitige entschieden herrschen und vierseitige recht häufig sind. Diese Unregelmäßigkeiten erklären sich durch die Neigung abkühlender Massen, gewisse Hauptklüfte zu bevorzugen, die von kürzeren Klüften geschnitten werden. Messungen haben ergeben, daß die Verhältnisse des Giant's Causeway den theoretisch für Konvektionsabsonderung geforderten entsprechen. Unterschiede in der Zusammensetzung der mittleren und der äußeren Teile einer Säule, wie sie bei Konvektionsabsonderung erwartet werden können, wurden vorläufig noch nicht nachgewiesen. hingegen scheint die Quergliederung der Säulen, be-

sonders durch die charakteristischen konvex-konkaven Klüfte bei den typischen Kontraktionssäulen sehr selten zu sein und bei den Säulen, bei denen sie auftreten, von einem Punkte in der Achse der Säule, der eventuell dem Kern der Konvektionssäulen entsprechen würde, auszugehen.

Milch.

St. R. Capps: Some Ellipsoidal Lavas on Prince William Sound, Alaska. (Journ. of Geology. 23. 45—51. 5 Fig. 1915.)

Unter den in der Nähe von Ellamar (Alaska) auftretenden, wegen ihrer Verbindung mit Kupferlagerstätten wichtigen „Grünsteinen“ finden sich ausgezeichnet ellipsoidisch entwickelte Diabasströme wahrscheinlich mesozoischen Alters, die ihre submarine Entstehung durch Wechsellagerung mit Sedimenten und Eindringen tonigen sedimentären Materials zwischen die einzelnen Ellipsoide und in die die Ellipsoide durchsetzenden radialen Sprünge einwandfrei erkennen lassen. Unterseite und Oberseite dieser Ströme zeigen charakteristische Unterschiede: die untersten Ellipsoide ruhen mit einer nahezu ebenen Fläche auf dem liegenden Sediment, während die Oberseite des Stromes von stark gekrümmten Ellipsoidflächen gebildet wird, so daß das hangende Sediment sich auf eine sehr unregelmäßige Fläche auflegen mußte — diese Unterschiede sind auch bei stark gestörter Lagerung noch sicher nachweisbar.

Milch.

L. D. Burling: Ellipsoidal Lavas in the Glacier National Park, Montana. (Journ. of Geol. 24. 235—237. 1916.)

Verf. beschreibt als charakteristisch für den liegenden Teil eines Lavargusses unter Wasser den Aufbau eines zur Purcell-Lava gehörigen prä-cambrischen Lavastroms vom Shepard Mountain nordöstlich vom Flattop Mountain im Glacier National Park (Montana) aus isolierten Sphäroiden von 1—2' Durchmesser, die den Schlamm, auf dem sie gerollt und geschoben wurden, vielfach deutlich bei Seite gedrückt haben und in dem sie bisweilen sogar vollständig vergraben sind.

Milch.

A. Harker: Differentiation in Intercrustal Magma Basins. (Journ. of Geol. 24. 554—558. 1916.)

Verf. wendet sich gegen die entschiedene Bevorzugung, die N. L. BOWEN in seiner großen Abhandlung: „The Later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks“ (dies. Jahrb. 1917, -153—157-) der Annahme einer Magmen-differentiation *in situ* durch Kristallisationsdifferentiation gegenüber einer Differentiation in der Tiefe vor der Intrusion vielfach zuteil werden läßt. HARKER bestreitet nicht die Möglichkeit einer

„gravitative differentiation“ durch Niedersinken der ausgeschiedenen Kristalle in einem am Orte seiner Festwerdung befindlichen Magma innerhalb der Erdkruste, ist jedoch überzeugt, daß alle Geologen, die sich mit der kartographischen Aufnahme von Tiefengesteinsmassiven beschäftigt haben, mit ihm der von BOWEN als allgemein gültig angenommenen Differentiation durch Niedersinken der Kristalle in einem am Ort seiner endgültigen Verfestigung befindlichen Magma nur den Wert einer seltenen und außergewöhnlichen Erscheinung zuschreiben werden. Eine kritische Untersuchung der von DALY gegebenen Liste von rund 30 durch Kristallisationsdifferentiation in situ schichtenartig angeordneten Lagergängen und Lakkolithen würde nach Ansicht des Verf.'s wohl zur Streichung mehrerer Vorkommen führen, besonders von solchen, bei denen wie in dem Massiv von Loch Borroolan (Sutherland) eine scharfe Grenze (ohne Übergangszone) die stofflich verschiedenen Gesteine trennt. Die Annahme BOWEN's, daß in diesen Fällen das obere saurere Partialmagma, das nach der vollkommenen Auskristallisation des unteren basischen Teils des Massivs noch flüssig war, zu diesem in einem Intrusivverhältnis gestanden habe, kann nach HARKEK's Ansicht wohl eine Durchaderung, aber nicht die Lagerung des saureren Gesteins über dem basischen mit einer deutlichen Grenze erklären; in derartigen Fällen müssen notwendig getrennte Intrusionen angenommen werden. Getrennte Intrusion ist aber auch beim Fehlen scharfer Grenzen und beim Vorhandensein einer Übergangszone natürlich nicht ausgeschlossen — die Übergangszone erklärt sich einfach durch teilweise Vermischung der Partialmagmen. In dieser Weise faßt Verf. den Sudbury-Lakkolithen auf, dessen Norit und Granophyr für sich betrachtet keinerlei „composition gradient“ erkennen lassen, während die Übergangszone zwischen ihnen deutlich alle Züge eines hybriden Gesteins an sich trägt — das sulfidische Erz bleibt hierbei als zweifellos mit dem Noritmagma nicht mischbar außer Betracht. Die wenigen Beispiele für Kristallisationsdifferentiation in situ, die Verf. kennt, weisen stets auf ungewöhnlich leichtflüssige Magmen, wie sie offenbar den analcimführenden permischen Intrusionen Schottlands zuzusprechen sind, und werden als Ausnahmen bezeichnet, die die Regel beweisen, daß nämlich in Intrusivmassen von mäßiger Ausdehnung zunehmende Zähflüssigkeit des Schmelzflusses bald das Niedersinken der Kristalle verhindern muß — je größer ein Lakkolith ist, desto länger bleibt er flüssig, und am günstigsten für Differentiation durch Niedersinken der Kristalle müssen somit die Verhältnisse in einem möglichst großen Magmabassin sein.

Mit großer Bestimmtheit wendet sich Verf. gegen BOWEN's Auffassung der plutonischen Gesteine von der Insel Skye als eines durch Kristallisationsdifferentiation in situ zu erklärenden Massivs: der Peridotit tritt nicht unter dem Gabbro auf, sondern liegt in seiner Mitte und ist rings von Gabbro umschlossen, der Granit durchbricht den Gabbro und liegt dort, wo Anklänge an schichtenförmige Anordnung zu beobachten sind, deutlich unter dem Gabbro, der schon vor der Intrusion des Granits erkaltet gewesen sein muß, da das granitische Magma an der Grenze gegen den Gabbro und in den ihn durchsetzenden Gängen teilweise als sphäru-

lithischer Liparit entwickelt ist. Dazu kommt, daß auch der große Gabbrolakkolith aus zahlreichen unregelmäßigen, mineralogisch und strukturell verschiedenen Gesteinsteilen aufgebaut ist, die sich oft durchsetzen, daß der Peridotit diesen zusammengesetzten Aufbau noch deutlicher zeigt, und daß ähnliche Verhältnisse sich auch an dem viel gleichmäßigeren Granit auffinden lassen, ohne daß irgend eine Anordnung nach dem spezifischen Gewicht nachweisbar ist. Schließlich weist das Auftreten des Peridotits, Gabbros und Granits in kleinen selbständigen und von der Hauptmasse für die Annahme eines räumlichen Zusammenhangs viel zu weit entfernten Intrusionen mit Bestimmtheit auf eine Differentiation vor der Intrusion in einem tiefer liegenden Magmabassin hin.

An sich bestreitet auch BOWEN nicht die Möglichkeit einer Schichtung nach dem spezifischen Gewicht auch in einem tief liegenden Magmabassin vor der Intrusion, doch erscheint es ihm auf dieser Grundlage undenkbar, daß die tiefer liegenden Teile des Magmas vor den höher liegenden zur Intrusion gelangen können. HARKER hält es mit allem Vorbehalt für möglich, diesen Vorgang durch folgende Hypothese zu erklären. Die aus den geologischen Verhältnissen notwendig zu erschließende lange Lebensdauer eines tiefliegenden Magmabassins setzt eine Annäherung an ein Wärme-gleichgewicht zwischen Magma und Nebengestein voraus, mithin einen Temperaturgradienten in dem Magmabassin, der nahezu mit dem normalen Temperaturgradienten in den benachbarten Teilen der Erdkruste übereinstimmt; gleichzeitig ist die Annahme eines dem normalen Temperaturgradienten entsprechenden Schmelzungsgradienten notwendig. Abkühlung hat ein Hinabsinken der ausgeschiedenen Kristalle und somit Differentiation des Magmas zur Folge; der Vorgang endet mit völliger Verfestigung — jede Intrusion aus diesem Bassin muß mithin eine Folge einer Verflüssigung der bereits erstarrten Masse sein. Als Ursache für diese Verflüssigung nimmt er ein Ansteigen der Isothermalfächen an, die hierdurch in geringeren Zwischenräumen aufeinander folgen, als es dem früheren Temperaturgradienten entspricht, dem der Schmelzungsgradient angepaßt war — eine Folge davon ist, daß die tieferen Teile der das Bassin erfüllenden Masse zuerst schmelzen. [Eine Ursache für das Steigen der Temperatur wird nicht angegeben. Ref.]

Mit BOWEN stimmt Verf. in der Herleitung der Reihen der Kalkgesteine und Alkaligesteine von einem gemeinsamen Magma überein und erblickt in BOWEN's idealem Schema der Differentiation die erste Annäherung an die Beantwortung der Frage, weshalb die Differentiation der Magmen so regelmäßig gerade in dieser Weise sich vollzieht, doch vermißt er eine vom chemischen Standpunkt ausgehende Erörterung seiner (HARKER's) Hypothese, die als Ursache in weitem Umfange ein Ausquetschen der noch flüssigen Teile in einem bestimmten Stadium eines auskristallisierenden Magmas durch Pressung (stress) in der festen Kruste annimmt. Mit Bestimmtheit wendet er sich gegen den Zweifel BOWEN's an dem Vorhandensein petrographischer Provinzen und weist die von BOWEN gegebene Erklärung der Vorherrschaft der Alkaligesteine im atlantischen Nordamerika, der Kalk-

gesteine im pazifischen Anteil durch verschiedenen Grad der Erosion besonders auch durch Berufung auf den gleichen Unterschied der Tiefengesteine beider Gebiete mit großer Entschiedenheit zurück. Als Beweis für das von BOWEN angezweifelte bevorzugte Auftreten der Kalkgesteinsreihe in Gebieten starken seitlichen Zusammenschubes der Erdrinde führt Verf. schließlich die Tatsache an, daß unter den aus Eruptivgesteinen hervorgegangenen kristallinen Schiefen und den Eruptivgneisen fast ausschließlich Glieder der Kalkreihe auftreten. Gelegentlich tritt wohl einmal ein Alkaligestein während der tektonischen Vorgänge in eine Verwerfungslinie ein (Nephelinsyenit vom Langesundfjord) oder wird lange nach seiner Entstehung durch Pressung der Dynamometamorphose unterworfen (Loch Borolan) — im ganzen sind aber Alkalischiefer im Vergleich mit den entsprechenden Orthoschiefern der Kalkreihe kaum mehr als petrographische Seltenheiten. Da auch andere Beweise für das getrennte Auftreten beider Gesteinsreihen und für die Abhängigkeit dieses Auftretens von den geologischen Vorgängen in der Erdrinde vorliegen, ist es die Aufgabe der Chemiker und Geologen, diese Tatsache anzuerkennen und die Petrographen bei dem Versuch zu unterstützen, „to explain the facts, not to explain them away“. [Diese überaus interessanten Ausführungen HARKER's zeigen von neuem die großen Schwierigkeiten, die sich bisher jedem Versuche entgegengestellt haben, die chemischen Verhältnisse der Eruptivgesteine unter Ausschaltung der magmatischen Differentiation zu erklären. Ref.] Milch.

J. P. Iddings: Some Examples of magmatic differentiation and their bearing on the problem of petrographical provinces. (Compte-rendu Congr. Géol. Internat. Canada 1913. 209—228. 12 Fig. Ottawa 1914.)

Die Charakteristika einer petrographischen Provinz sind nach Ermittlung des Durchschnittsmagmas abzuleiten. Laven, die an gleichem Ort emporgedrungen sind, können sich infolge verschiedener physikalischer Bedingungen, die bei der Eruption herrschten, in ganz anderer Weise differenziert haben. Extrusionstypen werden nie so weit gespalten sein wie Intrusionmagmen gleicher Herkunft.

Verf. erläutert in 12 Diagrammen die Zusammensetzung (Ordinaten: % K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , MgO , CaO , FeO ; Abszisse % SiO_2) von Gesteinen der Gallatin und Absaroka range (Yellowstone), von Banakiten, Shoshoniten und Absarokiten des Yellowstone National Park, von Gesteinen der Highwood- und Bearpaw-Gebirge (Montana), von Laven des Lassen-Shasta-Gebietes in Kalifornien und von Intrusionstypen der kalifornischen Sierra Nevada.

Karl Krüger.

A. L. Day: Der Einfluß der Schwerkraft auf die Magmen-differentiation. (Geophys. Labor. Ann. Rep. Carnegie Inst. Washington. Yearbook. 14. 151—154. 1915.)

Gesteinsschmelzen von Pyroxen und Olivin wurden längere Zeit auf eine Temperatur gebracht, bei der sich in flüssiger Lösung feste Kristalle halten konnten. Es wurde ein Sinken der Kristalle festgestellt, das sich mit zunehmender Viskosität verlangsamt. Es ist deshalb verständlich, daß nur im dünnflüssigen Magma eine weitgehende Substanzsonderung stattfindet, d. h. die zuerst kristallisierenden Pyroxene, Olivine, basischen Plagioklase und Eisenerze werden das stärkste Absonderungsbestreben aufweisen. An bereits niedersinkenden schweren Mineralien können sich aber leichte Kristalle ansetzen; diese Möglichkeiten lassen die Trennungsvorgänge verwickelt erscheinen. In den Fällen, wo keine Absonderung einzelner Mineralien stattfindet, vermag das Magma dadurch differenziert zu werden, daß Kristallhäufungen verschiedenartiger Mineralien gleichzeitig niedersinken. So bilden in der Gabbro-Diorit-Granitfolge die zu Kristallisationsbeginn, in der Mittelperiode und die während der Schlußperiode ausgeschiedenen Mineralien je eine gemeinsame Gruppe.

Karl Krüger.

A. Harker: Fractional cristallization the prime factor in the differentiation of rock-magmas. (Comptendu Congr. Géol. Internat. Canada 1913. 205—208. Ottawa 1914.)

Befindet sich während der Kristallisationsperiode ein unterirdischer Magmenherd mit dem Nachbargestein längere Zeit in einem thermischen und chemischen Gleichgewicht, vermögen sich die zuerst abgeschiedenen basischen Kristalle skelettförmig aneinanderzulagern. Die Krustenspannung der Erde überträgt sich auf dieses System, aus dem die noch flüssige Phase nach Orten geringen Druckes zu entweichen sucht, wie Wasser in einem gepreßten Schwamm (vgl. JOHNSTON and ADAMS, Ref. dies. Jahrb. 1914. I. -178- über unequal pressure).

In der Tat zeigt die Verteilung der verschiedenen Gesteinstypen enge Beziehungen zu Krustenbewegungen. Die Magmen-sonderung wird also durch fraktionierte Kristallisation in Verbindung mit Krustenspannung und Gravitation bewirkt (vgl. vor. Ref.).

Karl Krüger.

R. B. Sosman, H. E. Merwin: Data on the intrusion temperature of the Palisade diabase. (Journ. Wash. Acad. Sc. 3. 389—395. 1913.) [Ref. Ann. Rep. 12. 136. 1913.]

Im Pallisadendiabas von New York und New Jersey treten Stücke von Schieferton und Arkosen auf, die bereits im flüssigen Diabas geschwebt haben müssen. Es wurde festgestellt, daß dieser Diabas bei 1150° zwar

zu schmelzen beginnt, doch erst bei 1225° wirklich flüssig wird. Arkosen sind aber bei 1150° bereits mehr als halbflüssig. Trotzdem weisen die Einschlüsse keine Anschmelzungen auf. Diese Erscheinung läßt sich am wahrscheinlichsten durch die Annahme erklären, daß die Schmelztemperatur des Diabases zur Zeit der Intrusion durch Wasser oder Gase erniedrigt worden ist, daß diese Stoffe aber nicht mehr im Gestein enthalten sind.

Karl Krüger.

H. S. Washington, E. S. Larsen: Magnetite basalt from North Park, Colorado. (Journ. Wash. Acad. Sc. 3. 449—452. 1913.) [Ref. Ann. Rep. 12. 143. 1913.]

Der Basalt von North Park bildet Blöcke in einer Breccie. Er enthält 55% Eisenerze und ist nicht als Intrusionen, sondern als Lava anzusehen. Der geringe Titangehalt ist auffallend.

Karl Krüger.

F. E. Wright: Note on the lithophysae in a specimen of obsidian from California. (Journ. Wash. Acad. Sc. 6. 367—369. 1916.) [Ref. Ann. Rep. 15. 152. 1916.]

Die Lithophysen des Obsidians von Little Lake, 40 englische Meilen südlich Owen's Lake, Inyo Co., gleichen denen von Island, die in dies. Jahrb. 1917. -157- besprochen worden sind. Bei der Bildung von Sphärolithen wurden Gase frei, die sowohl diese Hohlkammern entstehen ließen, als auch eine Rekristallisation bedingten.

Karl Krüger.

R. A. Daly: Sills and laccoliths illustrating petrogenesis. (Compte-rendu Congr. Géol. Internat. Canada 1913. 189—204. Ottawa 1914.)

Das Studium der Magmendifferentiation kann durch Untersuchungen intrusiver Gesteinskörper gefördert werden. Verf. führt als vorläufige Forschungsergebnisse 47 Lagergänge und Lakkolithe an mit Angabe der Länge und Dicke des Intrusionskörpers, der Art des Nachbargesteins und den festgestellten Teilmagmen. Unter günstigen Temperaturverhältnissen und bei ausreichender Größe des Schmelzkörpers tritt eine Magmensonderung nach der Schwerkraft ein, eventuell sogar Schichtenbildung. Die Temperatur der Schichten nimmt mit der Tiefe zu. Am wenigsten sind diejenigen Teile des Magmas differenziert, die infolge Abkühlung am Nachbargestein schnell erstarrt sind (Erklärung der „contact basification“). Die Abkühlungsphase geht aber am First in die gravitativ abgespaltene salische Phase über. Je größer der Magmenherd ist, desto mehr verzögern die Strömungen in der Schmelze die Bildung der Kontaktphase. Infolgedessen

vermag die Schmelze das Nebengestein anzugreifen, zumal das (ursprünglich meist basaltische) Magma oft überhitzt ist. Auch das Passieren der sehr engen Zuführungskanäle begünstigt die Resorption bei und nach der Intrusion. Verf. neigt der Ansicht zu, daß die nicht-basaltischen (nicht-gabbroiden) Gesteine als derartige Syntektika anzusehen sind. Die chemische Zusammensetzung des durchbrochenen Nebengesteins beeinflußt den Typus und den Flüssigkeitsgrad des Teilmagmas.

Alkalimagmen (meist syntektisch) pflegen auch in dünneren Schichten mehr oder weniger differenziert zu sein, da sie eine äußerst geringe Viskosität aufweisen. Bei unvollständiger Differentiation finden sich auch Schlieren der verschiedenartigsten Gesteinstypen „eingefroren“ in einem andersartigen Gestein.

Anorthosite sind Spaltungsprodukte eines basaltischen Magmas aus Lakkolithen, nicht aus „bottomless“ Batholithen, obgleich auch hier saure Syntektika entstehen.

Verf. weist auf seine eklektische Theorie der Petrogenesis im Geol. Surv. Canada. Memoir. 38. 677—791. 1912. Karl Krüger.

W. G. Foye: Are the „Batholiths“ of the Haliburton-Bancroft Area, Ontario, Correctly Named? (Journ. of Geol. 24. 783—791. 3 Fig. 1916.)

Die großen Massen von vorherrschendem gebänderten roten Gneis im Gebiet von Haliburton-Bancroft (Ontario), die F. D. ADAMS und BARLOW als Batholithen bezeichneten, will Verf. auf eine andere Weise deuten. Maßgebend ist für ihn, daß sie gewöhnlich nicht mit ihren Texturrichtungen unregelmäßig gegen die benachbarten Sedimente stehen, sondern daß Sedimentzüge innerhalb der Gneisgebiete und die Texturebenen der Gneise konzentrisch angeordnet sind, daß die in dieser Weise verlaufenden Kalksteinzüge durch alle Übergänge mit „Amphiboliten“ verknüpft sind und diese wieder in „Gneise mit Amphiboliteinschlüssen“ übergehen, während andererseits die „Amphibolite“ durch „graue Gneise“ mit den roten Gneisen verknüpft sind. Einschlüsse von Amphibolit im Gneis treten an Menge weit hinter Streifen dieses Gesteins von wenigen Zentimeter bis zu 1 m Durchmesser zurück; die Schieferungsflächen dieser Streifen stimmen mit der Lage der Texturflächen der Gneise und den Schichtflächen der Kalksteine überein. Verf. betrachtet im Gegensatz zu ADAMS und im Anschluß an Vorstellungen von R. A. DALY und FENNER über die Entstehung ähnlicher im Präcambrium anderer Gebiete auftretender Gneismassen die ganzen Komplexe als von Granitmagma in verschiedener Stärke injizierte Kalksteine; bei der Intrusion des Granitmagmas drangen ungeheure Massen von Gasen, gefolgt von flüssigem Granit zwischen die Kalke, indem sie durch Belastung im Kalkstein hervorgebracht, parallel der Schichtung verlaufenden Schieferungsebenen folgten. Im zentralen Teil bewirkten die Gase eine vollständige

Umwandlung des Kalksteins in Amphibolit und grauen Gneis, doch blieben auch hier große Kalklinsen zurück, in die der Granit nicht eindrang. In weiterer Entfernung war die Wirkung der Gase infolge des geringeren Drucks schwächer; die Gase drangen von bestimmten Punkten aus aufwärts und seitwärts auf Ebenen, die ihnen den geringsten Widerstand entgegensetzten, wodurch eine baumähnliche Anordnung erzeugt wurde. Die Zufuhr des Granitmaterials bedingte eine domförmige Aufwölbung der mittleren Partien und einen quaquaversalen Fall der äußeren Teile von den Zentren; Unregelmäßigkeiten im Fallen erklären sich durch teilweises Zurücksinken des Magmas. Für das Eindringen des Magmas selbst bereiteten die der Intrusion vorangehenden Gase die Wege, so daß eine Injektion „lit par lit“ möglich wird und Sedimentlagen mehr oder weniger metamorphosiert zwischen lagergangartigen Eruptivmassen erhalten bleiben. Für derartige aus abwechselnden Lagen von Erstarrungsgesteinen und Sedimenten bestehende Massen wird der Name „Stromatolith“ (von *στρομάμα* = Lager) vorgeschlagen. Milch.

S. Powers: The Origin of the Inclusions in Dikes. (Journ. of Geology. 23. 1—10, 166—180. 3 Fig. 1915.)

Verf. bespricht wesentlich auf Grund von Angaben in der Literatur, die er durch Beobachtung von Trappgängen in der Nähe von Ogunquit (Maine) und einem an Einschlüssen besonders reichen Augitkersantitgang von Rossland (Britisch-Kolumbia) vermehrt, das Wesen exogener Einschlüsse in Eruptivgängen. Derartige Einschlüsse sind in Gängen verhältnismäßig selten, sie entstammen dem durchbrochenen Gestein und sind entweder durch die dem Empordringen des Magmas vorangehende Spaltenbildung oder durch das aufsteigende Magma selbst vom Anstehenden losgelöst, finden sich häufig in der Nähe ihres Ursprungsortes oder in höheren Lagen, seltener in tieferen. Für die räumliche Anordnung der Schollen spielt das spezifische Gewicht keine erhebliche Rolle im Vergleich mit der Bewegung des Magmas beim Aufsteigen; in seltenen Fällen läßt sich in dem gleichen Gang Aufsteigen und Sinken von Bruchstücken, unabhängig vom spezifischen Gewicht, durch Strömungen im Magma hervorgerufen feststellen. Die ursprünglich eckige Gestalt der Bruchstücke wird sowohl durch mechanische wie thermische Einflüsse verändert; sie werden um so stärker gerundet, einerseits je weiter sie im Magma transportiert werden und je größer die Zahl der Fragmente ist, andererseits je stärker sich Schmelzung geltend machen kann, die wieder von der ursprünglichen Temperatur des Einschlusses und von der Dauer der Einwirkung der Wärme des Magmas, mithin von der Mächtigkeit des Ganges abhängig ist. (Auf die Wirkung der chemischen Auflösung geht Verf. nicht ein.) Für die Rolle, die bei dem Rundungsvorgang die Dauer der Einwirkung spielt, ist die Beobachtung des Verf.'s bedeutsam, daß in demselben Gang von Ogunquit in Gangteilen mit feinkörnigem Salband die Einschlüsse ihre

scharfe eckige Gestalt bewahrt haben, während sie 100' entfernt in einem gleichmäßig ohne Salband entwickelten Gangteil stark resorbiert sind und die Grenzen verwischt erscheinen. Das Auftreten isolierter, dem Gestein fremder, einsprenglingsartig erscheinender Mineralkörner, die aus Einschlüssen stammen (Kersantite der Gegend von Aschaffenburg), erklärt Verf. mit DAY, SOSMAN und HOSTETTER durch den Zerfall quarzreicher Einschlüsse infolge der starken Ausdehnung des Quarzes bei seinem Umwandlungspunkt von 575°.

Milch.

N. L. Bowen: The Problem of the Anorthosites. (Journ. of Geol. 25. 209—243. 2 Fig. 1917.)

Die Auffassung der Anorthosite bietet infolge ihrer mineralogisch überaus einförmigen Zusammensetzung theoretisch Schwierigkeiten: auf sie ist aus dem angegebenen Grunde die bekannte BUNSEN'sche Theorie der Magmen als gemischte Lösungen nicht anwendbar, durch die sich das Flüssigbleiben der Magmen bis zu Temperaturen weit unter dem Schmelzpunkt der Gesteinskomponenten und die tatsächlich nachgewiesene, verhältnismäßig niedrige Temperatur der Magmen erklärt. Andererseits lassen die geologisch-petrographischen Untersuchungen nirgends Verhältnisse erkennen, die für eine besonders hohe Temperatur der Anorthositmagmen, oder andererseits für einen Reichtum an Mineralisatoren sprächen, durch deren Anwesenheit ein Herabdrücken der Temperatur erklärbar wäre; die gleichen Gründe sprechen auch gegen die Auffassung der Anorthosite als entstanden aus Teilmagmen, die sich durch magmatische Differentiation aus gabbroiden Magmen abgeschieden hätten. Hieraus schließt Verf., daß die Anorthosite sich nur durch die auch sonst von ihm bevorzugte Kristallisationsdifferentiation erklären lassen; nach seiner Auffassung befanden sie sich niemals als solche im schmelzflüssigen Zustand, ihr Material war nur schmelzflüssig als Teil eines homogenen, wahrscheinlich gabbroiden Magmas, sie selbst sind nur „simply collected plagioclase crystals . . . Only in virtue of the sorting of solid, crystalline units from this solution does anorthosite come into being“ (p. 211).

Dieser Erklärung scheint sich eine neue Schwierigkeit durch die experimentell erwiesene Tatsache gegenüberzustellen, daß basische Plagioklase in ihrem spezifischen Gewicht von dem einer Gabbroschmelze nicht erheblich abweichen, wodurch eine Trennung natürlich erschwert wird; umgekehrt wird aber eine derartige schnelle Trennung nach dem spezifischen Gewicht die tatsächliche Zusammensetzung der Anorthosit-Plagioklase nicht zu erklären vermögen. Bei der Ausscheidung von Mischkristallen bilden sich zunächst die an der höher schmelzenden Komponente reichen Glieder, die Lösung ist jedoch bestrebt, diese ausgeschiedenen Kristalle durch einen Austausch zwischen Kristall und Lösung in dem Sinne zu verändern, daß die bereits ausgeschiedenen Mischkristalle reicher an der niedriger schmelzenden Komponente werden, und der Eintritt der niedriger schmelzenden Kom-

ponente wird um so bedeutender sein, je mehr Lösung und je mehr Zeit für diesen Austausch zur Verfügung steht. Wenn die ausgeschiedenen Kristalle viel schwerer als die Lösung sind und schnell am Grunde sich anreichern, so sind sie nur der Einwirkung der spärlich zwischen ihnen befindlichen Lösung ausgesetzt, können nur wenig von der leichter schmelzenden Komponente aufnehmen und müssen daher reich an der höher schmelzenden bleiben. Ganz entsprechend haben J. H. L. VOGT's Untersuchungen an anchi-monomineralischen Eruptivgesteinen (dies. Jahrb. 1907. II. - 56—59-) ergeben, daß in Peridotiten das Verhältnis $Mg^2SiO_4 : Fe^2SiO_4$ direkt mit der Menge des Olivins im Gestein wächst. (Die gleichen Erwägungen würden natürlich auch gelten, wenn die basischen Plagioklase bedeutend leichter als das Magma wären und sich mithin an der Oberfläche schnell anreichern würden.) Nun ergeben aber VOGT's Untersuchungen an Anorthositen (l. c.), daß, je reicher ein Anorthosit an Plagioklas ist, er um so mehr nicht aus den basischsten, sondern aus mittleren Gliedern der Plagioklasreihe, besonders Labradorit, sich aufbaut; dies erklärt sich nach BOWEN gerade durch den experimentell nachgewiesenen geringen Unterschied im spezifischen Gewicht zwischen basischem Plagioklas und gabbroider Schmelze, der die ursprünglich basischeren Plagioklase in dem Magma schwebend erhält, mit einer geringen Neigung zum Aufsteigen, und sie somit lange Zeit der Einwirkung der ganzen Menge der Lösung aussetzt — auf diesem Wege geht der ursprünglich ausgeschiedene basische Bytownit in Labradorit über. Gleichzeitig scheiden sich Pyroxene aus und sinken zu Boden; hierdurch und durch die Ausscheidung der Plagioklase wird das Magma immer leichter, so daß jetzt auch die Plagioklase in ihm niedersinken, und nähert sich immer mehr syenitischer oder sogar granitischer Zusammensetzung. Bei ungestörter Entwicklung würden sich mithin in Lagen angeordnete Massen ergeben, zu oberst Syenit-Granit, dann Anorthosit, unter ihm Pyroxenit und bisweilen als tiefstes Glied Peridotit. In der Natur können sich natürlich auch alle möglichen Zwischenglieder ausbilden und als Grenzfazies oder begleitenden Bestandmassen auftreten, die Anorthosite können eng mit Gabbros und mit Syeniten verknüpft sein, und syenitisches Material kann als jüngstes Produkt der Kristallisation in Zwischenräumen zwischen den Anorthosit-Komponenten auftreten.

An der Hand eines Kristallisationsdiagramms des Systems Diopsid—Anorthit—Albit (vgl. dies. Jahrb. 1916. II. - 263-) berechnet Verf. die Zusammensetzung der Lösungen, die bei sinkender Temperatur in einem Schmelzfluß von der Zusammensetzung 50 % Diopsid und 50 % Labradorit (Ab^1An^1) nacheinander entstehen. Er zeigt, daß unter der Annahme des Sinkens der Diopsidkristalle Anreicherungen von Plagioklas mit relativ geringen Mengen von Lösung zwischen den einzelnen Individuen entstehen, die bei einer Zusammensetzung aus 80 % Plagioklas-kristallen und 20 % Lösung nach völliger Verfestigung Massen von 95 % Ab^1An^1 und 5 % Diopsid und bei einem Gehalt von 90 % Plagioklas und 10 % Lösung solche von 98 % Ab^1An^1 und 2 % Diopsid bilden, Zusammensetzungen, die der Hauptmenge der Anorthosite entsprechen. Ausschließlich

aus Plagioklas bestehende Massen erklären sich dadurch, daß bei Verzögerung der völligen Kristallisation des Restes in der immer saurer und daher spezifisch leichter werdenden Lösung die Diopside fast gänzlich verschwinden; der große Gehalt an Albit bewirkt, daß die schon ausgeschiedenen Plagioklase, zwischen denen sich die saure Lösung befindet, die Zusammensetzung eines sauren Labradorits oder sogar eines Andesin-Labradorits annehmen. In der Natur enthält diese saure Lösung nicht nur viel Albit, sondern auch Kalifeldspat und bis zu einem gewissen Grade auch Quarz, wie die Zusammensetzung an Bisilikaten extrem armer Anorthosite zeigt.

Verf. verkennt die Schwierigkeiten nicht, die sich der Annahme einer nahezu völligen Trennung von Diopsid und Plagioklas entgegenstellen, deren Ausscheidung zum großen Teile gleichzeitig erfolgt, sie scheinen ihm aber gegenüber jedem anderen Erklärungsversuch zurückzutreten, während die Annahme einer solchen Trennung in einer sehr großen oder tief in der Erdkrinde befindlichen Masse eines gabbroiden Magmas infolge von dessen langsamer Abkühlung möglich erscheint.

In dem nächsten Abschnitt wird untersucht, welche Eigenschaften ein Gestein haben müßte, das sich nach der vorgetragenen Annahme gebildet hat, und geprüft, wie weit die in der Natur auftretenden Anorthosite diese Eigenschaften tatsächlich aufweisen. Der Hauptcharakterzug ist nach der Theorie des Verf.'s der Umstand, daß es kein Magma von der Zusammensetzung der Anorthosite geben kann; anorthosidische Zusammensetzung wird erst in einer überwiegend schon aus ausgeschiedenen und durch die Schwere angereicherten Plagioklasen bestehenden Masse erreicht, die nur wenig Lösung enthalten kann (80 % Plagioklas und 20 % Lösung für einen Anorthosit mit 5 % Diopsid). Wenn ein derartiger Kristallbrei durch geologische Verhältnisse von dem Orte seiner Bildung fortbewegt wurde, so muß das verfestigte Gestein durch stark entwickelte, in hohem Maße protoklastische Textur und Granulation charakterisiert sein. Ein derartiger Kristallbrei kann ferner nicht injektionsartig in kleine Öffnungen des kalten Nebengesteins eindringen, kann mithin keine schmalen Gänge bilden, wohl aber gangartig in stammverwandte Massen eindringen, so lange diese noch nicht ganz auskristallisiert waren. Schließlich können derartig zusammengesetzte Massen auch nicht als Ergußgesteine auftreten. Wenn man für die Bildung schmaler Gänge eine Masse mit ungefähr 50 % Flüssigkeit als untere Grenze annimmt, so könnte man das Auftreten von Anorthosit-Gabbro mit ungefähr 85 % Plagioklas in dieser Form erwarten; Ergüsse müßten wohl noch etwas mehr Flüssigkeit und somit weniger als 85 % Plagioklas enthalten.

Die große zentral gelegene Anorthositmasse der Adirondacks scheint diesen Forderungen zu entsprechen; sie besteht vielfach fast ausschließlich aus Plagioklas, während Gesteine mit ungefähr 10 % Bisilikaten ungefähr in gleicher Menge, besonders im mittleren Teil auftreten; randlich geht der Anorthosit gewöhnlich in Anorthosit-Gabbro und in Gabbro

über. Während von den zahlreichen Forschern aus dem ganzen Gebiet kein Gang der hauptsächlich aus Plagioklas bestehenden Varietäten angegeben wird, und für diese die Intrusivnatur nur aus Einschlüssen von Gesteinen der Greenville series direkt zu erkennen ist, so ist das Eindringen des Anorthosit-Gabbros in die Sedimente bisweilen, trotz des die Anorthositmasse umgebenden jüngeren Syenits bisweilen recht deutlich, ebenso wie sein Auftreten in der Entfernung von 20 miles und mehr von der Hauptmasse — dann steigt aber der Gehalt an Bisilikaten auf 20—25 %.

Der Anorthosit der Adirondacks steht offenbar genetisch in enger Beziehung zu den ihn fast überall mantelartig umhüllenden Granit-syeniten, die ihrerseits aus den Greenville series und vielleicht älterem Granitgneis aufgebaute Gebiete umschließen; gerade ein Aufschluß in der Gegend des Long Lake, an der der Syenit sich als etwas jünger als der Anorthosit erweist, zeigt große Ähnlichkeit mit den Verhältnissen der norwegischen und wölyhynischen Anorthosite. Nach der Ansicht des Verf.'s gehören beide Gesteine genetisch eng zusammen; der Übergang von Anorthosit in Syenit kündigt sich an durch Einschlüsse von Kalifeldspat im Plagioklas, in der Art, daß ein Antiperthit entsteht, den Verf. durch Eindringen des Kalifeldspats aus dem schmelzflüssigen Rest in den Plagioklas erklärt. Mikroklin findet sich zwischen den Plagioklasen in wachsender Menge, und gleichzeitig wird die Hauptmasse des Plagioklases saurer (Andesin), während die charakteristischen blauen Labradorite einsprenglingsartig erscheinen, so daß ein Zwischenglied zwischen Anorthosit und Syenit entsteht (Küste des Lake Placid, Elisabethtown), entsprechend CHRUSTSCHOFF's Perthitophyren (dies. Jahrb. 1890. I. - 81—82-) und KOLDERUP's Monzoniten (dies. Jahrb. 1899. I. - 445—455-). Diese Beziehungen einerseits, andererseits das Auftreten der Anorthosite als zentrale, von den älteren Sedimenten nahezu freie Masse, während in Gegensatz hierzu der mantelförmige Syenitgranit, wie erwähnt, große Massen der älteren Sedimente umschließt (vgl. auch die oben referierte Arbeit von W. J. MILLER), lassen sich nur gezwungen erklären, wenn man Syenit und Anorthosit nach Art normaler Batholithe auffaßt; die Erscheinungen erklären sich einfacher durch die Annahme, daß das Gesamt magma als Lakkolith eingedrungen sei und in ihm sich durch Kristallisationsdifferenzierung die Scheidung in einen oberen Syenit und einen tieferen Anorthosit (sowie in ein liegendes basisches Gestein, das aber nicht aufgeschlossen ist) vollzogen habe; erhebliche Einschlüsse der intrudierten Gesteine können sich dann nur im Syenit finden. Durch nicht sehr starke Störungen der Gesteinslagerung während der Verfestigung des Lakkolithen läßt sich das Eindringen noch flüssigen Syenitmagma in den nahezu verfestigten Anorthosit erklären; spätere Beeinflussung durch die Auftürmung des Gebirges bewirkte eine flache Sattelbildung des hangenden Syenitlagers und des tieferen Anorthosits, so daß durch die Verwitterung der zentrale Anorthositkern entblößt wurde, während in den peripherischen Teilen der hangende Syenit mit seinen Sedimentmassen erhalten blieb. In der er-

wähnten Annahme von verhältnismäßig schwachen Störungen während der Verfestigung eines Lakkolithen erblickt Verf. einen Weg, der geeignet ist, die mehrfach, so auch von A. HARKER (vgl. den oben stehenden Bericht) gegen seine Auffassung der Kristallisationsdifferentiation in der Tiefe erstarrender Magmen erhobenen Einwände zu entkräften. Eine sichere Erklärung der Tatsache, daß nach seiner Annahme aus einem gleichen Magma entstandene Gesteinsfolgen an verschiedenen Stellen durchaus verschieden sind, vermag Verf. nicht zu geben, sieht sich aber trotzdem nicht zur Annahme primär verschiedener Magmen gezwungen: er glaubt, daß hierfür der Grad der Trennungsmöglichkeit der Kristalle nach dem spezifischen Gewicht maßgebend ist, der seinerseits von der Größe des Massivs, dem höheren oder tieferen Sitz des Magmas und ähnlichen Ursachen abhängt und seinerseits natürlich wieder die weitere Entwicklung des verbleibenden Schmelzflusses chemisch beeinflusst.

Auch in dem großen Anorthositvorkommen des Morin gebietes (nordwestlich von Montreal) findet Verf. Übereinstimmung der tatsächlichen Verhältnisse mit den Schlußfolgerungen aus seiner Annahme. Im Anorthosit treten Varietäten auf, die durch Aufnahme von Kalifeldspat und Bildung von Antiperthit Übergänge in Syenit andeuten, nach einer mündlichen Angabe von F. D. ADAMS finden sich auch hier ähnlich wie in Norwegen monzonitische Zwischenglieder, eigentümliche Verhältnisse an der Grenze des Anorthosits gegen Gneis weisen auf die Möglichkeit hin, daß auch hier ein Syenit ganz wie in den Adirondacks mit dem Anorthosit verbunden sein könne. Besonderes Gewicht legt Verf. auf das völlige Fehlen von Anzeichen, die für die Anwesenheit von Mineralisatoren sprechen, wie dies die genauen Untersuchungen von F. D. ADAMS dargetan haben: dem Pyroxen fehlt selbst unter der Einwirkung der Pressung, die im letzten Stadium der Mineralausscheidung einsetzte, teilweise unmittelbar nach der Verfestigung erfolgte, jede Neigung, in Hornblende oder Glimmer überzugehen. Gänge von Anorthosit im Nebengestein fehlen auch hier, kleine Anorthositmassen außerhalb der eigentlichen Hauptmasse sind reicher an Bisilikaten und nähern sich Gabbros und Noriten.

In einigen kurzen Bemerkungen macht Verf. noch auf die Übereinstimmung der von KOLDERUP im Jahre 1896 durch geologische Aufnahme festgestellten Reihenfolge der Gesteine des Labradorfelsgebietes von Ekersund und Soggdal (dies. Jahrb. 1899. I. - 445 - ff., bes. - 446 -) mit den aus seiner Annahme zu erschließenden aufmerksam und betont nochmals nachdrücklich das Fehlen von Ergußäquivalenten der Anorthosite, was auf ein Fehlen eigentlicher Anorthositmagmen und die Entstehung der Anorthosite durch Ansammlung von Plagioklaskristallen hinweist.

In einer Schlußbetrachtung wendet sich Verf. den monomineralischen Gesteinen im allgemeinen zu. Für reine Olivingesteine (Dunite) und reine Pyroxengesteine (Pyroxenite) liegen seiner Auffassung nach die Verhältnisse den bei den Anorthositen entwickelten ganz gleich, so daß auch für sie Entstehung durch Kristallisationsdifferenzierung

angenommen wird (Fehlen von Gängen, von Effusiväquivalenten usw.). Auch die *anchi-monomineralischen* Gesteine mit ausgeprägtem lagerartigem Wechsel, wie sie HARKER von den Inseln westlich von Schottland beschreibt und durch Intrusion eines stark schlierigen Magmas erklärt, führt Verf. auf Differenzierung durch Kristallisation zurück; gegen HARKER spricht nach seiner Ansicht die Schwierigkeit, derartige schlierige Differenzierung in einem Schmelzfluß zu erklären, ebenso wie der sehr scharfe Wechsel der stofflich sehr verschiedenen Gesteine, da selbst bei der Annahme schlieriger Differenzierung des Magmas die Diffusion Übergänge hätte schaffen müssen. Nach seiner Auffassung stammen die olivinreichen ebenso wie die feldspatreichen Gesteine aus Teilen des erstarrenden Schmelzflusses, die an den Kristallen der betreffenden Art reich waren, um so weniger Schmelzfluß enthielten, je reicher an Kristallen sie waren, und als Kristallbrei in die Stellen hineingepreßt wurden, an denen sie sich heute befinden; hierfür spricht die Anordnung der Feldspäte mit ihrer längsten Dimension in der Flußrichtung und Zunahme dieser Erscheinung mit der Menge der Feldspäte ebenso wie die starke Teilbarkeit der nahezu monomineralischen Schlieren, die wesentlich in fester Form, mit sehr geringen Mengen des Schmelzflusses als Schmiermittel, emporgepreßt wurden.

Gesteine, die fast ausschließlich aus Albit oder Oligoklas bestehen, kommen öfter — im Gegensatz zu den bisher besprochenen *anchi-monomineralischen* Gebilden — auch in Gängen vor; da bei ihrer Entstehung Lösungen mindestens mitgewirkt haben, so haben auch sie, ebenso wie entsprechende Magnetitvorkommen, offenbar in ihrer heutigen Zusammensetzung sich niemals im Zustand eines reinen Schmelzflusses befunden, sprechen aber andererseits nicht gegen die Auffassung der anderen monomineralischen Gesteine als Bildungen der Kristallisationsdifferenzierung.

Im Gegensatz zu HARKER (vgl. oben) verzichtet BOWEN auf die Annahme, die Kristallanhäufungen in der Tiefe könnten sich durch erneute Schmelzung wieder verflüssigen; gegen diese Annahme scheint ihm der Parallelismus zwischen Intrusionsfolge und Reihenfolge der Verfestigung zu sprechen. In Fällen, in denen die Erdkruste keine Dislokationen erfährt, würde die Auffassung HARKER's mit den Beobachtungen nicht in Widerspruch kommen, in verworfenen, gefalteten und überschobenen Gebieten müßte jedoch jede Gesetzmäßigkeit in dieser Hinsicht aufhören. Milch.

H. S. Washington: Die Charnockitgruppe der Eruptivgesteine. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 41. 1916. 323—338.)

Die Arbeit bringt zunächst eine Wiederholung der petrographischen Untersuchungen von HOLLAND (Mem. Ind. Geol. Surv. 38. 1900. 121—249) an Hand von neuem Material. Der Charnockit von St. Thomas Mt., Madras führt bei einer Dichte von 2,67 Quarz, Alkalifeldspat, Oligoklas, Hypersthen und etwas Biotit (wird von HOLLAND nicht erwähnt) neben Magnetit (Analyse A).

Analysen B und C stammen von HOLLAND, der indessen eine gesonderte Bestimmung von Eisenoxydul neben Eisenoxyd nicht vorgenommen hatte.

Analyse D gehört einem Hypersthengranit von Birkrem, Soggendal an (vgl. KOLDERUP's Untersuchungen).

Des weiteren untersuchte Verf. einen Adamellit von Jones Sound, Ellesmereland (cf. BUGGE), sowie einen Hypersthengranit vom Mt. Gibon, Elfenbeinküste (cf. LACROIX).

Die indischen Charnockitgesteine zeigen alle Übergänge zwischen stark sauren Hypersthengraniten (eigentlichen Charnockiten) über Hypersthen-Quarzdiorite (und vielleicht -Monzonite), Norite und andere intermediäre Typen zu den Hornblende-Hyperstheniten.

Nur in den granitischen Gesteinen ist etwas Mikroklin vorhanden. Die hauptsächlich vorkommenden Natronkalkfeldspäte liegen zwischen den Grenzen Ab_3An_1 und Ab_1An_1 . Die Plagioklase zeigen hier meist keine Zwillingslamellierung, sondern nur einfache Individuen, welche Kalifeldspat vortäuschen können. Bezeichnend ist ein eisenreicher Hypersthen mit einem Pleochroismus $c =$ blaugrau, a und $b =$ blaßrot, sowie mit einer Spaltbarkeit // (010) bei Abwesenheit der gewöhnlichen prismatischen Spaltbarkeit. Schwach pleochroitischer Augit ist spärlich entwickelt; Hornblende wie Augit findet sich nur in den dunklen Gesteinstypen, Biotit fehlt fast gänzlich. Als Erze finden sich Ilmenit oder Titanmagnetit. Die von HOLLAND erwähnten Granate und Titanitkristalle konnten nicht gefunden werden.

Der Kieselsäuregehalt schwankt zwischen 77,5 und 47,5%; der Tonerdegehalt ist niedrig, und beträgt nie mehr als der Summe von Alkali und Kalk eben entspricht. Eisenoxydul ist reichlich vorhanden und herrscht stets über das Eisenoxyd vor. Außer in den Pyroxenen ist Magnesia nur spärlich enthalten, stets in geringerer Menge als das Eisenoxydul. Der Kalkgehalt ist nicht hoch, doch stets ist etwas Kalk vorhanden, der gerade der im Gestein gebildeten Anorthitsubstanz entspricht. Nur in den dunklen Gesteinstypen tritt der Kalk auch etwas in das Diopsidmolekül ein. Alkalien sind reichlich entwickelt, meist hat das Natron das Übergewicht über das Kali, nur in den Charnockiten sind beide gleichmäßig enthalten. Charakteristisch ist der kleine Gehalt an Titan, Phosphor, Mangan; in Spuren finden sich Baryum, Strontium und Chrom, dagegen fehlt das Zirkon.

Gleichartige Magmenherde kennt man von Ekersund, Soggendal, Bergen in Norwegen; auch im östlichen Teil von Ellesmereland und Prudhoeland in der Cortlanditserie bei Peekskill in New York und an der Elfenbeinküste, ferner in der Gegend von Blue Ridge in Virginien finden sich Charnockitgesteine (cf. TH. WATSON). Weitere Gebiete gehören ihnen zu im östlichen Canada, vielleicht in Bahia (Brasilien), den Adirondacks und in dem Anorthositbezirk Wolhyniens.

Der hypersthenähnliche Pyroxen, den ALLAN (Mem. Can. Geol. Surv. 55. 1914. 169) beschreibt und als Klinohypersthen deutet, ist wahrscheinlich

ein gewöhnlicher Augit mit Titangehalt. Man findet auch, besonders in den norwegischen Vorkommnissen, einen fast farblosen Augit mit einem dem Hypersthen ähnlichen Pleochroismus. Die Hornblende hat bräunlich-grüne Farbe mit lebhaftem Pleochroismus; sie findet sich bei abnehmendem Gehalt an Kieselsäure immer reichlicher entwickelt. In den kieselsäure-reichen Gliedern findet sich Mikroklin und Anorthoklas, doch fehlt der Orthoklas.

Im südlichen Indien kommen auch Anorthosite und Peridotite vor, ferner Gänge mit Ilmenit-Norit und Ilmenitit.

Das Auftreten weithin verstreuter gleichalteriger Magmenherde vom Typus der Charnockitgesteine zeigt, daß die Einteilung der Gesteinsfamilien in eine atlantische und eine pazifische Sippe den Tatsachen nicht Genüge zu leisten vermag.

Analysen: A. siehe oben; B. Quarz-Hypersthendiorit von Yercaud, Shevaroy Hills, Madras; C. Hornblende-Norit von St. Thomas Mt., Madras; D. Bahaiat (Hornblende-Hypersthenit), Pammal Hill, Pallavarami, Madras.

	A.	B.	C.	D.
Si O ₂	77,47	63,85	50,04	47,44
Al ₂ O ₃	11,00	14,87	11,65	5,36
Fe ₂ O ₃	1,04	2,32	2,63	3,13
FeO	2,02	5,07	15,76	12,42
MgO	0,43	3,29	5,58	19,96
CaO	1,02	4,48	7,89	7,60
Na ₂ O	2,86	3,72	3,08	0,48
K ₂ O	4,14	1,09	0,89	0,10
H ₂ O +	0,20	0,11	0,19	0,08
H ₂ O —	0,05			
Ti O ₂	0,26	0,83	1,93	1,29
P ₂ O ₅	—	0,08	0,20	0,27
Mn O	—	0,05	—	0,15
Summe	100,59	99,95 ¹	99,64	100,69 ²
Dichte	2,67	2,77	3,02	3,33

W. Eitel.

Sedimentgesteine.

Ginsberg, J.: Versuch zur Charakteristik der Tonbildungstypen. (LOEWINSON-LESSING-Festschr. Petrograd 1915. 44 p. Russ.)

Walther, K.: Zur Definition der Begriffe Grauwacke, Arkose, Ton und Tonschiefer. (Geol. Rundsch. 11. 355—357. 1920.)

Daly, R. A.: Low-temperature formation of Alkaline feldspars in limestone. (Proc. Nat. Ac. Sc. 3. 659—665. 1917.)

¹ Spur Zr O₂, 0,15 SO₃, 0,04 Sr O.

² 0,34 S, 0,07 Cr₂ O₃.

- Hicks, W. B. and R. K. Bailey: Methods of Analysis of Greensand. (U. S. Geol. Surv. Bull. 660. 1918. p. 52.)
- Ashley, G. H.: Notes on the Greensand deposits of the United States. (U. S. Geol. Surv. Bull. 660. 1918. p. 30.)
- True, R. H. and F. W. Geise: Experiments on the Value of Greensand as a source of potassium for plant culture. (Journ. Agr. Res. 15. 483—492. 1918.)
- Hart, Edw.: Glauconite or Greensand. (Journ. Amer. Chem. Soc. 39. p. 1919. 1917.)
- Lehmann, E.: Fortschritte der mineralogischen und geologischen Erforschung der permischen Salzlagerstätten seit dem Jahre 1907. Mit einem Verzeichnis der seit 1907 erschienenen Literatur. (Aus: ERDMANN, Jahrbuch des Halleschen Verbandes. Halle a. S. 1920. 92—182.)
- Bencke, A.: Der Kolloidcharakter des Tones in seiner praktischen Bedeutung. (Sprechsaal. 53. 490—491. 1920.)
- Winkler-Reval, H. v.: Über Umfang und Abbauwürdigkeit estländischer Bodenschätze. (Mitt. Geol. Inst. Univ. Greifswald. 1920. 27 p.)

A. L. Day: Calcium carbonate. (Geophys. Labor. Ann. Rep. Carnegie Inst. Washington. Yearbook. 14. 154—155. 1915; 15. 139—140. 1916.)

Aragonit ist bei allen Temperaturen über 0°C instabil, doch sind seine Entstehungsbedingungen in der Natur noch unklar. (Vgl. J. JOHNSTON and H. E. MERWIN, E. D. WILLIAMSON: The several forms of calcium carbonate Amer. Journ. of Sc. (4.) 41. 473—512. 1916. [Ref. dies. Jahrb. 1921. II.]

Für den Kalkabsatz aus Meerwasser ist der CO_2 -Gehalt der Luft von größtem Einfluß. (Vgl. J. JOHNSTON, E. D. WILLIAMSON: The rôle of inorganic agencies in the deposition of calcium carbonate. Journ. Geol. 24. 729—750. 1916. Siehe folgendes Referat.)

CaCO_3 kann sowohl bei bestimmten Temperaturänderungen als bei Abnahme des freien CO_2 ausfallen. Eine Verringerung des CO_2 -Gehalts von 3,2 auf 3,0 Teile in 10000 Teilen Luft, die das Meer überlagern, bzw. eine Temperaturerhöhung von 2°C würden das Ausfallen von 2 g CaCO_3 auf 1 cbm Wasser bewirken, das mit CaCO_3 gesättigt ist. Es ist anzunehmen, daß die warmen Gebiete des Ozeans mit Kalk gesättigt sind. Da eine Verringerung des CO_2 -Gehalts im Wasser — hervorgerufen durch die Abnahme der Luftkohensäure — zum Niederschlag von CaCO_3 führt, müßte derartiges Wasser auf den CO_2 -Gehalt der Luft regulierend wirken.

Nach J. JOHNSTON and E. D. WILLIAMSON: The complete solubility curve of calcium carbonate. Journ. Amer. Chem. Soc. 38. 975—983. 1916 [Ref. Ann. Rep. 1916. 148]. zeigt das Diagramm $\text{CaO}-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ die

stabilen festen Phasen Calciumhydroxyd, Carbonat und Bicarbonat. Das Hydroxyd ist bis 10^{-14} Atm. CO_2 bei 16° stabil. Die Kurve des Carbonats fällt vom Umwandlungspunkt auf ein Minimum und steigt mit wachsendem Druck bis 15 Atm. Hierüber ist Bicarbonat stabil. Der Umwandlungsdruck, bei dem Hydroxyd und Carbonat stabil sind, kann entweder aus der Löslichkeit der beiden Stoffe oder ihrem thermalen Dissoziationsdruck berechnet werden. Die Resultate stimmen untereinander überein. Weitere Arbeiten von JOHNSTON und SOSMAN über die Dissoziation von CaCO_3 sind in dies. Jahrb. 1917. -11—12- referiert. **Karl Krüger.**

R. C. Wallace: A physico-chemical contribution to the study of dolomitization. (Compte-rendu. Congr. géol. Internat. Canada. 1913. 875—884. 6 Diagr. Ottawa 1914.)

Setzt man zur Vereinfachung der Diskussion voraus, daß Calcit, Dolomit und Magnesit nicht mischbar sind, müßte Calcit in dem Tripelsystem $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3\text{—H}_2\text{O}$ zuerst als feste Phase ausfallen. Sowie die Konzentration der Mg-Ionen die Bildung von Dolomit gestattet, wird CaCO_3 wieder in Lösung gehen. Die Dolomitisierung hängt also davon ab, wieviel Dolomit ausfällt und wieviel von dem ursprünglich als feste Phase vorhandenen Calcit gelöst wird. Magnesia-Kalksteine sind als Mischungen von Calcit und Dolomit anzusehen. Calcit, Dolomit und Magnesit sind zwar isomorph, bilden aber keine eutropische Gruppe. Wahrscheinlich ist nur Calcit beschränkt mit Dolomit und dieser mit Magnesit mischbar. Untersuchungen über diese Verhältnisse sind im Gange.

Karl Krüger.

J. Johnston and E. D. Williamson: The Rôle of Inorganic Agencies in the Deposition of Calcium Carbonate. (Journ. of Geol. 24. 729—750. 1916.)

Zur Aufklärung der neben den vorwaltenden organischen Bedingungen nicht unwesentlich in Betracht kommenden anorganischen Ursachen der Ausscheidung von CaCO_3 aus Lösungen hatten Verf. Versuche ausgeführt, die zu folgendem Ergebnis führten.

1. Bei einer bestimmten Temperatur ist in einer mit reinem Kalkspat gesättigten Lösung das Löslichkeitsprodukt (das Produkt aus der Konzentration der Calcium-Ionen und der Carbonat-Ionen ausgedrückt in Mol auf den Liter = $[\text{Ca}^{++}] [\text{CO}_3^{--}]$) konstant, unabhängig von dem Gehalt an freiem CO_2 in der Lösung und von der Anwesenheit anderer Salze. Dieses charakteristische Löslichkeitsprodukt darf nicht mit der Löslichkeit verwechselt werden, der Konzentration an Gesamtcalcium in einer mit Kalkspat im Gleichgewicht befindlichen Lösung, das mit Bi-

carbonat, Hydroxyd und anderen etwa anwesenden Anionen ebenso verknüpft ist wie mit Carbonat — unter den gewöhnlichen atmosphärischen Bedingungen ist nur ein kleiner Teil des Calciums mit Carbonat verbunden.

2. Die Konzentration des H^2CO^3 (des „freien“ CO^2) in einer Lösung ist abhängig von dem Partialdruck (P) des CO^2 in der mit der Lösung in Berührung stehenden Schicht der Atmosphäre und umgekehrt; für einen gegebenen Wert von P nimmt sie mit steigender Temperatur ab, da der Absorptionskoeffizient (die Löslichkeit) von CO^2 abnimmt.

3. Bei einer gegebenen Temperatur verändert sich die Gesamtlöslichkeit (die Konzentration des gesamten in der Lösung enthaltenen Calciums) mit der Konzentration des H^2CO^3 und somit mit P, da von diesem das Verhältnis des Carbonat-Ions CO_3^{--} , des Hydrocarbonat-Ions HCO_3^- und des Hydroxyd-Ions OH^- nach ganz bestimmten mathematischen Formeln abhängig ist; da das Löslichkeitsprodukt konstant bleibt, muß sich natürlich bei einer Änderung von P $[\text{Ca}^{++}]$ im entgegengesetzten Sinne wie $[\text{CO}_3^{--}]$ ändern. Die Anwesenheit von anderen Salzen verändert gleichfalls die Gesamtlöslichkeit.

4. Das Löslichkeitsprodukt sinkt mit steigender Temperatur; von einem Wechsel des hydrostatischen Drucks wird es nur wenig geändert.

Die mathematischen Ausdrücke lauten:

$$[\text{H}_2\text{CO}_3] = cP$$

$$[\text{Ca}^{++}] [\text{CO}_3^{--}] = K_c \text{ (bei Gegenwart von Kalkspat)}$$

$$\frac{[\text{HCO}_3^-]^2}{[\text{CO}_3^{--}]} = l[\text{H}_2\text{CO}_3] = lcP$$

$$\frac{[\text{OH}^-]^2}{[\text{CO}_3^{--}]} = \frac{m}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} = \frac{m}{cP}$$

c , K_c , l und m sind Konstanten bei einer gegebenen Temperatur. (Die entsprechenden Veröffentlichungen finden sich in Journ. Am. Chem. Soc. 37. 2001 ff. 1915 und 38. 975 ff. 1916.)

Löslichkeitsbestimmungen von Kalkspat sind daher nur dann brauchbar, wenn der Gehalt an freiem CO_2 bestimmt und überhaupt für Gleichgewicht gesorgt ist, da Schwankungen die Menge des gelösten Kalkspats erheblich beeinflussen; aus diesem Grunde ist die Löslichkeitsangabe von TREADWELL und REUTER (Zeitschr. anorg. Chem. 17. 170. 1898), 238 Teile auf eine Million, viel zu hoch: bei einem Partialdruck von 0,0003, dem normalen Wert der Atmosphäre, beträgt die Löslichkeit bei 16°C 63 Teile auf eine Million, sinkt für 0,0001 auf 44 Teile und steigt für $P = 0,0005$ auf 75 Teile. Ebenso erheblich sind die Unterschiede bei normalem P der Atmosphäre (0,00032) für Temperaturen: bei 0°C beträgt die Löslichkeit für Kalkspat 81 Teile auf eine Million, der molare Absorptionskoeffizient von CO_2 0,0765 und die Konstante für das Löslichkeitsprodukt ($K_c' \times 10^8$) 1,22; die entsprechenden Werte sinken bei 30°C auf 52, auf 0,0297 und auf 0,81. Die Frage, ob ein natürliches Wasser eine gesättigte Lösung

von CaCO_3 darstellt oder nicht, kann mithin nur unter Berücksichtigung des freien CO_2 im Wasser und der Temperatur beantwortet werden; da P gegenwärtig nahezu konstant ist, kann die Konzentration des freien CO_2 in irgend einem Wasser für jede Temperatur mit Hilfe des bekannten Absorptionskoeffizienten von CO_2 berechnet und für die Temperaturen zwischen 0° und 30°C aus einer vom Verf. mitgeteilten Tabelle (p. 733) abgelesen werden. Eine kritische Betrachtung der Angaben über den Gehalt an CaCO_3 im Meerwasser macht es wahrscheinlich, daß die wärmeren Teile des Meerwassers an CaCO_3 gesättigt sind — doch müssen noch sorgfältige Untersuchungen die erforderliche Gewißheit bringen, aber Bestand kann auch bei dieser Annahme ein Absatz von Kalk aus Meerwasser nur haben, wenn die Lösung auch nach Ausscheidung des Kalkabsatzes gesättigt ist, oder wenn der abgesetzte Kalk vor Angriffen mechanisch geschützt wird, oder wenn der Absatz sich schnell in nur langsam zirkulierendem Wasser vollzieht.

Die Menge des freien CO_2 , dessen Einfluß auf die Ausscheidung von CaCO_3 in dem vorliegenden Aufsatz hauptsächlich behandelt wird, kann durch zwei von Organismen hervorgerufene Vorgänge in Wasser, das mit CaCO_3 gesättigt ist, im entgegengesetzten Sinne beeinflusst werden: Verringerung durch Entnahme seitens lebender Pflanzen in Süßwasser und hierdurch bedingte Verringerung der Konzentration von H_2CO_3 , und Zunahme infolge von Entwicklung von Ammoniak im Seewasser durch faulende Organismen, das eine Vermehrung der Konzentration von $[\text{OH}^-]$ und dementsprechend, da $\frac{[\text{OH}^-]^2}{[\text{CO}_3^{=}]^2}$ bei gleichbleibendem P konstant ist, auch eine Vermehrung von $[\text{CO}_3^{=}]$ zur Folge hat. In beiden Fällen scheidet sich CaCO_3 aus, so daß die Organismen den Ausscheidungsprozeß gewissermaßen lokalisieren können.

Am wichtigsten sind Änderungen der Menge des freien CO_2 im Wasser durch Veränderung von P und durch Temperaturänderung für die anorganische Ausscheidung von CaCO_3 ; ein Sinken des CO_2 in der tiefsten Luftschicht von 3,3 auf 3,0 Teile CO_2 (in 10000 Teilen Luft), wie er in der Gegenwart leicht möglich ist, würde ein Sinken der Löslichkeit des CaCO_3 von 65 auf 63 Teile in einer Million zur Folge haben; die annähernd gleiche Wirkung hätte ein Steigen der Temperatur um 2°C — aus einer gesättigten Lösung muß sich mithin CaCO_3 ausscheiden, und zwar würden unter diesen Umständen aus jedem m^3 einer gesättigten Lösung 2 g ausfallen. Auf die niedrigere Temperatur und nicht auf eine vermehrte Löslichkeit des CaCO_3 durch hydrostatischen Druck, der praktisch nicht in Frage kommt, ist die Zunahme der Löslichkeit mit zunehmender Tiefe im Meer zurückzuführen; der Umstand, daß das von den Polen stammende Wasser der größeren Tiefe infolge seiner niedrigen Temperatur mehr CO_2 aufnehmen konnte, als das in niedrigeren Breiten an der Oberfläche befindliche Wasser, erklärt mit der Tatsache, daß CaCO_3 in Wasser bei tieferen Temperaturen sich leichter löst als bei höheren, die Auflösung der Kalkreste der Organismen in den Tiefen des Ozeans. Wenn das kalte

und an CO_2 reiche Tiefenwasser in wärmeren Gebieten an die Oberfläche steigt, findet infolge von Abgabe von CO_2 an die Luft und Abkühlung Ausscheidung von Kalk auf anorganischem Wege statt. Die gerade in den warmen Meeresteilen in besonderer Menge vorhandenen Lebewesen des Plankton und die Bakterien wirken hierbei nach Art von Katalysatoren; möglicherweise ist die Menge des zur Verfügung stehenden CO_2 auch die Ursache für das besonders reiche Leben in den tropischen und subtropischen Meeresteilen. Die Tatsache, daß nach den Polen die Kalkabsonderung abnimmt, und daß die gleichen Tierarten im warmen Seewasser mehr Kalk abscheiden als im kalten trotz der in ihm enthaltenen größeren Menge von gelöstem Kalk, braucht nicht nur auf Schwächung der Lebensprozesse bei abnehmender Temperatur zurückgeführt zu werden, sondern kann auch auf eine Abhängigkeit der Kalkausscheidung durch Organismen von dem Grade der Sättigung hindeuten.

Den Schluß der Abhandlung bilden einige Berechnungen, die einen Begriff von der größeren geologischen Bedeutung der Ausscheidung von CaCO_3 auf anorganischem Wege geben sollen; für sie muß auf das Original verwiesen werden, da ihnen mangels ausreichender Bestimmungen seitens der Meeresforschung mögliche, aber nicht empirisch nachgewiesene Werte zugrunde gelegt werden mußten.

Milch.

D. C. Barton: The Geological Significance and Genetic Classification of Arkose Deposits. (Journ. of Geol. 24. 417—449. 4 Fig., Tab. 1916.)

Im Gegensatz zu anderen Forschern, die für die Bildung von Arkosen ganz bestimmte (aber von den einzelnen sehr verschieden angenommene) Bedingungen für unbedingt notwendig halten, ist Verf. zu der Annahme gekommen, daß Arkosen unter wechselnden Bedingungen entstehen können. Voraussetzungen für die Möglichkeit einer Arkosebildung sind das Auftreten von Granit und Gneis an der Erdoberfläche, Bedingungen, die eine Auflösung der Gesteine in ihre Komponenten ohne starke Zersetzung begünstigen, und die Möglichkeit der Erosion und Wiederablagerung der Zerfallprodukte; wie eine Tabelle und ein Kärtchen zeigt, findet sich eine derartige Auflockerung und Vergrusung des Gesteins an der gegenwärtigen Erdoberfläche tatsächlich unter höchst verschiedenen klimatischen und topographischen Bedingungen. Gewisse Verschiedenheiten müssen Arkosen aufweisen, je nachdem Vergrusung und Neuabsatz des Materials gleichzeitig vor sich gingen (wie beispielsweise in Wüsten), oder Erosion auf die Vergrusung erst folgen konnte, nachdem ein Wechsel der Bedingungen vor sich gegangen war (beispielsweise wenn auf ein mäßig feuchtes Klima ein mehr trockenes folgte), oder auch nach gleichzeitiger Vergrusung und Neuabsatz teilweise Zersetzung des Feldspats folgte. Eine nach Formationen angeordnete große Tabelle von Arkosen läßt erkennen, daß unter geologisch

verschiedenen Bedingungen sich tatsächlich unterscheidbare Arten der Arkose ausgebildet haben.

Nach ihrer Entstehung unterscheidet Verf. folgende Arten von Arkosen:

I. Bildungen unter extremen klimatischen Bedingungen, sämtlich charakterisiert durch nur sehr schwache Zersetzung des Feldspates und Fehlen oder sehr starkes Zurücktretten toniger Substanzen.

1. Wüstenbildungen.

a) Absätze auf dem Festland, Transport durch Wind, aber in großem Maßstabe auch durch seltene, aber überaus wirkungsvolle Regengüsse, sowie durch die Schwere an Abhängen. Quarz und Feldspat in annähernd gleicher Menge wie im Ausgangsgestein; die Ablagerungen tragen teils den Charakter des Wind-, teils den des Wassertransportes. Beispiele: Torridon-Arkose im schottischen Präcambrium, Arkose des skandinavischen Präcambrium der Sparagmitformation, unterer Old-Red-Sandstein Schottlands, Paysaten-Arkose der Kreide in British-Kolumbia.

b) Absätze im Meer, das der Wüste benachbart ist (in Bildung begriffene Arkose an der Ostküste des Golfs von Californien).

2. Hochgebirgsbildungen, die sich in Tälern als lakustre, fluviatile, alluviale usw. Bildungen absetzen; sie können niemals große Dimensionen erreichen.

3. Bildungen der kalten Zone, theoretisch möglich, in den meisten Fällen bleibt aber der Geteinszerfall bei der Auflösung des kompakten Gesteins in Blöcke stehen.

II. Ablagerungen in feuchtem Klima bei gemäßigten Temperaturen; kleine bis mittelgroße Bildungen, die größeren Körner gewöhnlich durch feines toniges Cäment verkittet, die eigentlichen Arkosen wechseln oft mit tonigen Schichten, Feldspate mäßig zersetzt. Eine tiefgreifende Vergrusung, die das Material zu Arkosen dieser Art liefert, findet, wie die Verhältnisse der Gegenwart zeigen, nur unter dem Schutz einer Vegetationsdecke statt; Erosion und Neuabsatz ist erst möglich, wenn die Decke vernichtet wird. Wenn das auf diese Weise angesammelte Material fortgeschwemmt ist, muß bis zur Bildung einer neuen Grusschicht jedenfalls sehr lange Zeit vergehen; Bildungen dieser Art können daher nicht die Mächtigkeit der durch Wüstenklima gebildeten Arkosen erreichen. Der Wechsel von Arkose mit tonigem Material erklärt sich durch gleichzeitige Erosion des völlig verwitterten Bodens und des darunter liegenden Gruses.

1. Ablagerungen auf dem Festland.

a) Bei semiaridem Klima: rote Arkosen, eckige bis gerundete Quarze und zersetzte Feldspate in einem eisenschüssigen, aus Quarz und Tonsubstanzen bestehendem Cäment. Weit verbreitet:

Arkosen der Ottweiler Schichten, des Rotliegenden in Schwarzwald und Vogesen, die Sugarloaf-Arkose (Trias) im Gebiet des Connecticutflusses (Mass. und Con.) Arkose des Old-Red-Sandstein Englands z. T. usw.

- b) Bei feuchtem, gemäßigttem Klima: graue Arkosen, das Cäment tonig, oft reich an kohligen Bestandteilen, auch pflanzenführend; gewöhnlich mit Kohlenflözen verbunden. (Beispiele sehr verbreitet.)

2. Marine und lakustre Ablagerungen.

- a) Basale Bildungen bei einer marinen Transgression über granitische Oberflächen, die Gesteinskomponenten mehr oder weniger gerundet, tonige Substanz nur in geringer Menge vorhanden, Übergänge in quarzige Sedimente. Beispiele: die in weiter Verbreitung im Osten der Vereinigten Staaten auftretende cambrische Arkose, ein Teil der triassischen Arkose des Morvan und der tertiären Arkose der Limagne (Frankreich).

- b) Absätze granitischer Zerfallprodukte in Wasser, bisweilen in Zusammenhang mit den basalen Transgressionsbildungen. Beispiele: ein großer Teil der präcambrischen Arkose von Ontario, Arkose des Bunten Sandsteins und Vogesensandsteins des Morvan, dolomitische Arkose des thüringischen Keupers usw.

III. Arkosebildungen in situ, ohne Transport, indem der vergrusste oberste Teil des anstehenden Gesteins von Sedimenten bedeckt wird, bevor Erosion eintreten kann; es fehlt dann naturgemäß jede Rundung und Schichtung der Bestandteile, doch kann der oberste Teil naturgemäß deutliche Schichtung annehmen. Die farbigen Gemengteile und Plagioklas sind gewöhnlich stark zersetzt. Beispiele: präcambrische Arkose von Ontario z. T., besonders im Cobalt-Distrikt, weit verbreitete Basalarkosen in den Vereinigten Staaten, Basalarkose des Nubischen Sandsteins bei Assuan (Agypten). **Milch.**

W. H. Norton: A Classification of Breccias. (Journ. of Geol. 25. 160—194. 1917.)

In dem „Studies for Students“ überschriebenen Teil des Journ. of Geology gibt Verf. eine sehr sorgfältige, in das einzelne gehende Übersicht über die überaus mannigfaltige Art, in der Breccien sich an der festen Erdoberfläche, im Wasser und innerhalb der Erdkruste bilden können, und führt für die einzelnen Entstehungsweisen aus der Literatur charakteristische Beispiele an.

Milch.

Historische Geologie.

Präcambrium.

Steidtmann, Edw.: Summaries of pre-cambrian literature of North America. II. Ontario. (Journ. of Geol. 28. 643—658. 1920.)

Silur.

Troedsson, G. T.: Skånes Dalmanitesskiffer en Strandbildning. (Geol. Fören. Förhandl. 42. 265—290. Stockholm 1920.)

— Om Skånes Brachiopodskiffer. (Medd. Lunds Geol. Fältklubb. Ser. B. No. 10. — Lunds Univ. Årsskrift. N. F. 15, 3. 108 p. 2 Taf. 13 Textfig. Lund und Leipzig 1920.)

Stamp, L. D.: The highest Silurian Rocks of the Clun-Forest District (Shropshire). (Qu. J. G. S. 74. 221—246. 2 Taf. London 1918.)

Cowper Reed, F. R.: Ordovician and Silurian Fossils from Yunnan. (Palaeontologia Indica. N. S. 6, 3. Calcutta 1917.)

Devon.

Schindewolf, O. H.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläontologie des deutschen Oberdevons. (Senckenbergiana. 2. 114—129. 2 Abb. Frankfurt 1920.)

Dahmer, G.: Zwei neue Vorkommen von Unterkoblenzschichten im hessischen Hinterland. (Jahrb. Nassauisch. Ver. Naturk. 72. 16—21. 1 Taf. München—Wiesbaden 1920.)

Spriestersbach, J.: Neue Versteinerungen aus dem Lenneschiefer. (Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1917. 38, I. H. 3. 434—512. 16 Taf. u. 3 Textfig. Berlin 1919.)

Cowper Reed, F. R.: Notes on the Fauna of the Lower Devonian Beds of Torquay. (Geol. Mag. 57. 299—306, 341—347. 1 Taf. London 1920.)

Carbon.

Franz Heritsch: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark. XIII. Die stratigraphische Stellung der fossilführenden Carbonschichten in der Veitsch (Obersteiermark). (Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark. 55. 1919. 99—106.)

Die Kocn'schen Angaben über angebliche Untercarbonfossilien der Veitsch werden nachgeprüft. Teils gehen die Formen durch das ganze

Obercarbon hindurch, teils erlaubt ihre schlechte Erhaltung keine spezifische Bestimmung. Es liegt daher kein Grund vor, von Nötscher Schichten, also von einer Vertretung der Visé-Stufe, zu sprechen. Die Schichten sind vorläufig besser ganz allgemein als Obercarbon zu bezeichnen.

Harrassowitz.

Franz Heritsch: Fossilien aus dem Untercarbon von Nötsch in Kärnten. (Carinthia II. 108. Jahrg. Klagenfurt 1918. 31—49.)

Aus einem neu entdeckten Fundpunkt am Nötschbach und älterem Sammlungsmaterial werden 16 Formen ohne Abbildungen beschrieben, unter denen Korallen, bisher nur spärlich bekannt, bemerkenswert sind. Die Gleichstellung mit der Stufe von Visé wird dadurch bestätigt. Bis jetzt unbekannt waren: *Conocardium* sp., *Bellerophon hinkus* MART., *Campophyllum Murchisoni* M. E. H., *C. compressum* KNUTH, *Cyathaxonia* aff. *rhusiana* VAUGH., *Cyathophyllum* n. sp., *Syringopora* sp.

Harrassowitz.

P. Kukuk: Die Ausbildung der Gasflammkohlen-Gruppe in der Lippemulde. (Glückauf. 1920. No. 26—29. 30 p. 2 Taf.)

Eine ausführliche Beschreibung der Schichten der nördlichsten der Mulden des westfälischen Carbonbezirkes begleitet von einer vergleichenden Profiltabelle und Abbildungen bemerkenswerter Einzelfunde (wie Kohlengerölle, Konglomerate, Productiden) liegt vor. Erst geologische Methodik ermöglichte Vergleich mit der Emscher Mulde, Feststellung einer Reihe bisher unbekannter leitender Horizonte und eines wichtigen neuen Leitflözes Ägir. Flöz Bismarck ist meist unbauwürdig. Die Vermutung, daß sehr hohe, noch nicht bekannte Horizonte des rheinisch-westfälischen Carbons vorlägen, hat sich nicht bestätigt. Wegen der zahlreichen Einzelangaben muß auf die Arbeit verwiesen werden.

Harrassowitz.

W. Quitzow: Auswaschungserscheinungen der Oberfläche innerhalb des oberschlesischen Carbons. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1918/21. 39, II. 155—164.)

Für die Modellierung des Oberflächenreliefs des oberschlesischen Carbons sind Abtragung und Aufschüttung späterer Perioden bestimmend gewesen. Tiefe Täler und Mulden waren festzustellen, für deren Entstehung sowohl tektonische Einwirkung wie die Erosion in Frage kommt. Auch intercarbonische Erosionstätigkeit ist bekannt. Um Auswaschungsrinnen und Auskesselungen handelt es sich, die, da sie nicht nach dem

Hangenden verfolgbar und nicht von anderen Störungen begleitet sind, innerhalb der Carbonzeit entstanden sein müssen. Die scharfen Ränder der stehengebliebenen Kohle weisen auf einen gewissen Festigkeitsgrad hin, der bei Beginn der Auswaschung schon vorhanden war.

Harrassowitz.

Udo Roth: Das Obercarbon südlich von Werden an der Ruhr. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1918. 39, I. 269—327. Taf. 14 u. 15. 12 Textfig.)

Die von einer farbigen Karte 1:50000 und fünf farbigen Profilen begleitete Arbeit umfaßt das Gebiet zwischen Werden, Kettwig, Velbert und Kupferdreh, also einen Teil des Gebietes, das ZIMMERMANN bei der Kartierung des Sattels von Velbert schon bearbeitete, für das sich jetzt Korrekturen ergeben. Im Flözleeren konnte die petrographische Dreiteilung von KRUSCH infolge starker tektonischer Reduktion nur zum Teil durchgeführt werden. Nach W ist der Übergang zu einem zweiteiligen Aufbau nachgewiesen. Vom produktiven Obercarbon ist fast nur die Magerkohlenpartie vorhanden. Eine ausgesprochene liegende Werk sandsteinbank ist nicht vorhanden. Von den bis Finefran hinaufreichenden Flözen ist besonders Mausegatt und Geithing von Bedeutung. Spat- und Kohleneisensteine wurden früher abgebaut. Tektonisch gehört das Gebiet dem südlichen Teil der Bochumer Hauptmulde und dem südlich vorgelagerten Stockumer Sattel an. Von streichenden Störungen wird die Fortsetzung der Satanella-Überschiebung erörtert und die Lage des Sutan festgelegt. Die übrigen Arten streichender Störungen treten an Bedeutung zurück. Die zahlreichen Querverwerfungen, die vielfach für die Talbildung von Bedeutung sind, werden ausführlich besprochen. Kleinstörungen werden in guten Abbildungen wiedergegeben.

Harrassowitz.

Joh. Weigelt: Die mitteldeutschen Steinkohlenablagerungen. (Ber. über die Jahresvers. des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung zu Halle am 22. Nov. 1919. Mit 2 Taf. 53 p.)

Die Arbeit ist als Anregung zur Wiederaufnahme mitteldeutschen Steinkohlenbergbaues gedacht und bespricht die einzelnen Gebiete permischer und carbonischer Kohlen unter Beigabe zahlreicher Abbildungen. Die Notwendigkeit guter tektonischer Grundlagen wird betont und verschiedenes Neue an dahingehenden Beobachtungen wiedergegeben. Ein einleitendes Kapitel „Der tektonische Bau von Mitteldeutschland“ gibt eine allgemeine Basis und neue theoretische Ableitungen durch Einführung des Begriffes der „Kippsscholle“. Unterliegt ein Schollensystem, tangentialen Schub ausweichend, Bewegungen an schiefen Ebenen, so wird sich

häufig der Rand der einen imbrizierend bald über, bald unter die Nachbarscholle klemmen. Quer zur tangentialen Beanspruchung kann eine einzige Scholle daher eine Kippbewegung erleiden, deren Achse häufig keine Verwerfungen, sondern nur Flexuren aufweist. Harz und Porschleberener Grauwackengebiet sind daher zwei durch entgegengesetzte Kippbewegung hochgekommene Teile, die durch das schmale neutrale Gebiet der Hettstedter Gebirgsbrücke zusammenhängen. Die dazu gehörigen gesenkten Teile liegen bei der Harzscholle in der Richtung nach SO, bei der anderen Scholle nach NW erstreckt. Durch eine ganz Mittelddeutschland umfassende tektonische Karte und eine Strukturkarte der Steinkohlenvorkommen zwischen Halle und dem Porschleberener Vorsprung werden die Ausführungen wirksam unterstützt.

Harrassowitz.

Roman Kozlowski: Les brachiopodes du carbonifère supérieur de Bolivie. Avec une notice géologique par A. DEREIMS. (Ann. d. Palaeontologie. 1914. 100 p. 11 Taf.)

Die von einer Reihe trefflicher Lichtdrucktafeln begleitete Arbeit gibt eine ausführliche Beschreibung des gut erhaltenen Materiales, das infolge seiner Verkieselung sogar Armgerüste zeigt. Zum größten Teile sind es bekannte Arten, die in manchen Einzelheiten (bes. Inneres der Productiden) besser beschrieben werden konnten als früher. Alte, schon von D'ORBIGNY aufgestellte Arten, die inzwischen angezweifelt waren, finden sich bestätigt. Neu sind folgende Arten: *Productus cristato-tuberculatus*, *P. Boulei*, *Derbyia parasitica* (auf anderen Brachiopoden aufgewachsen), *Camarophoria Thevenini*.

Die Abtrennung der Gattung *Marginifera* wird ausführlich besprochen — gute Innenbilder standen zur Verfügung — und abgelehnt.

In der Hauptsache stimmen die Ergebnisse mit denen von H. L. F. MEYER (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII. 1914. p. 642—649) überein, insbesondere darin, daß es sich um sehr hohe Horizonte des Obercarbons handelt und daß die Fauna mit dem Amazonasgebiet weniger Zusammenhang aufweist als mit Nordamerika und Rußland. (An anderer Stelle wird darauf noch eingegangen werden.)

Harrassowitz.

Twenhofel, W. H.: Pre-Cambrian and Carboniferous Algal Deposits. (Am. J. Sci. 48. 339—352. 5 Fig. New Haven 1919.)

Smyth, L. B.: The carboniferous coast-section at Malahide, Co. Dublin. (Sci. Proc. Roy. Soc. Dublin. 16 p. 2 Taf. 1 Fig. 1920.)

Permotrias.

P. Bonnet: Sur les relations entre les couches à *Otoceras* de l'Arménie (Transcaucasie méridionale) et celles de l'Himalaya. (Compt. rend. Acad. sci. Paris. 169. August 1919. 288—291.)

—: Sur la limite permo-triasique dans le geosynclinal Arménio-Himalayen. (Ibid. 170. Mai 1920. 170—173.)

—: Sur les mouvements des mers à la limite du Permien et du Trias dans les géosynclinaux de l'Eurasie. (Ibid. Juni 1920. 1588—1591.)

Verf. kommt auf Grund seiner Untersuchungen der permischen und triadischen Faunen in der Araxesenge bei Djulfa und am Daralagöz zu der Meinung, daß die armenischen *Otoceras*-Schichten jenen des Himalaya zeitlich gleichzustellen seien. Bisher galten nach der übereinstimmenden Ansicht aller Forscher die ersteren als älter, einerseits auf Grund der einfacheren Suturen ihrer Otoceren und des Auftretens der paläozoischen Ammonitengattung *Gastrioceras* (*Goniatites*), andererseits — und dies war stets das Hauptargument — mit Rücksicht auf die reiche, mit den Ammoniten vergesellschaftete Productidenfauna. Nach seinen Erfahrungen steigt *Gastrioceras* am Daralagöz in Schichten von untertriadischem Alter auf. Auch tritt hier das für die *Otoceras* beds des Himalaya bezeichnende Genus *Ophiceras* in der oberen Abteilung der *Otoceras*-Schichten auf. Unter den Vertretern des Genus *Otoceras* stehen einzelne in bezug auf die Entwicklung der Suturlinie auf der Entwicklungshöhe der indischen Formen.

Den schwerwiegenden Unterschied zwischen den indischen und armenischen *Otoceras*-Schichten, der in dem Auftreten einer reichen Productidenfauna in den letzteren liegt, sucht Verf. durch die Annahme einer Verschiedenheit der Faziesverhältnisse zu erklären, indem er den indischen *Otoceras*-Schichten einen mehr bathyalen, den armenischen einen mehr neritischen Charakter vindiziert. Er parallelisiert daher die untere Abteilung der *Otoceras*-Schichten am Daralagöz und die *Otoceras*-Schichten von Djulfa mit dem Lager des *Otoceras Woodwardi* im Himalaya, die in Armenien darüber folgenden Bänke mit Crinoiden und Korallen mit jenen Bänken, die im Himalaya *Pseudomonotis Griesbachi* führen, und legt die Grenze zwischen Perm und Trias zwischen diese beiden Bildungen. Die Schichten, in denen in Armenien und Indien *Otoceras* mit *Ophiceras* vergesellschaftet ist, stellt er einander ebenfalls gleich und weist sie der Trias zu.

Sowohl gegen diese Parallelisierung als gegen die Grenzföhrung zwischen Perm und Trias im ostindischen Faunengebiet erheben sich schwere Bedenken. Eine spezifische Übereinstimmung mit indischen Otoceren wird für keine *Otoceras*-Form von Djulfa und vom Daralagöz behauptet, sondern nur von einer gleichen Entwicklungshöhe der Suturen gesprochen, eine Tatsache von untergeordneter Bedeutung, da es sich ja zweifellos

um zeitlich nahestehende Bildungen handelt. Eine Trennung der *Otoceras*-Schichten im Niti-Distrikt in Zonen, wie sie NOETLING versucht hat, ist, wie ich ausführlich nachgewiesen habe, weder im Terrain noch in den Faunen durchführbar, da hier die Ophiceraten und Otoceren in derselben Bank liegen. Äußerst gewagt erscheint aber vor allem der Versuch, das Fehlen der Productiden in den indischen *Otoceras* beds auf Faziesverhältnisse zurückzuführen. Dafür wird es ganz anderer Beweise bedürfen, als sie vom Verf. in seinen knappen Mitteilungen gegeben werden.

Diener.

Cotter, G. de P.: A revised Classification on the Gondwana System. (Rec. Geol. Surv. India. 48, 1. 23—33. Calcutta 1917.)

Bonnet, P.: Sur la limite permotriassique dans le géosynclinal arménien-himalayen. (C. R. Ac. Sci. Paris. 170. 1272—1274. 1920.)

Watson, D. M. S. and G. Hickling: On the triassic and permian rocks of Moray. (Geol. Mag. Sept. 1914. 399—402. 2 Fig.)

Lotti, B.: Il Permiano del Monte Pisano e i suoi tipi mesozoici di fossili. (Boll. Soc. geol. ital. 35. 303—316. Rom 1916.)

(Germanische) Trias.

R. Ewald: Schichtung und Bankung des Buntsandsteins in ihrer Bedeutung für seine Stratigraphie und Paläogeographie. (Der Steinbruch. Heft 5, 6 u. 7. 1920.)

Verf. sucht aus der Schichtung und Bankung des Buntsandsteins Anhaltspunkte für seine Entstehung zu gewinnen. Er kommt zu folgenden Ergebnissen: Der Buntsandstein ist, wie sich aus der Schichtung erkennen läßt, von Flüssen abgesetzt, die auf ziemlich ebenem Gelände mäandrierten und häufig ihr Bett verlegten. Die Flußrichtung war den Meridianen parallel von S nach N gerichtet. Aus der Bankung und damit zusammenhängenden Erscheinungen kann man auf Sedimentationszyklen schließen. Zuerst fand lebhafte Sedimentation mit Bettverlegung statt, dann erstarb die Strömung allmählich. Sie wurde immer von neuem durch kontinentale Bewegungen belebt, im Absatzgebiet des Buntsandsteins durch Senkungen, im Erosionsgebiet durch Hebungen. Vereinzelt lassen sich auch Hebungen mit folgenden Erosionsphasen erkennen, ja es kam sogar während der Buntsandsteinzeit zu tektonischen Bewegungen, allerdings von geringem Ausmaß. Den Schluß bilden Ausführungen über die Beschaffenheit des Abtragungsgebietes, die Grundwasserverhältnisse und die Vegetations- und klimatischen Bedingungen.

Wurm.

K. Boden: Zur Gliederung des oberen Muschelkalkes in Lothringen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 71. 1919. 104—122.)

Verf. unterscheidet im oberen Muschelkalk Lothringens folgende Stufen, die petrographisch und faunistisch genau beschrieben werden:

Dolomitische Region (12 m).

Obere *Semipartitus*-Schichten (5 m).

Untere *Semipartitus*-Schichten (5 m).

Nieren- und Knollenkalkschichten (10 m).

Plattenkalkschichten (10 m).

Compressus-Schichten (12 m).

Trochitenkalk (10 m).

Wurm.

E. Naumann: Einige Bemerkungen über die Stellung des Jenaer Saurierkalkes im Profil und zur Abgrenzung des mittleren Muschelkalkes in Thüringen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 38, I. 7 p. Berlin 1918.)

Der Saurierkalk von Zwätzen bei Jena gehört zu den *Orbicularis*-Schichten und bildet deren oberen Abschluß. Die von PICARD angeregte Verlegung der Grenze zwischen unterem und mittlerem Muschelkalk an die Unterkante der *Orbicularis*-Schichten wird nicht für notwendig gehalten.

Wurm.

A. Jentzsch: Über den Keuper der Provinz Posen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 71. 1919. Monatsber. 15—18.)

Nachdem Verf. schon früher ein ziemlich vollständiges Profil der Trias im nördlichen Teil der Provinz Posen geben konnte (Bohrloch Schubin, mittlerer und unterer Buntsandstein + oberer Zechstein 1291 m, Röt 136 m, Muschelkalk 111 m mächtig), ist nun im südlichen Posen bei Mielencin Keuper in Form roter Tone und Tonmergel mit eingelagerten Linsen von Kalk und Toneisenstein erbohrt worden. Der neue Bohrpunkt bedeutet eine erhebliche Erweiterung des deutschen Triasgebietes und stellt eine Verbindung der Trias von Nordposen mit der von Nieder- und Oberschlesien dar.

Wurm.

A. Wurm: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 71. 1919. Monatsber. 153—160.)

Eine kleine Fauna aus ausgelaugten Keuperdolomiten vom Monte Puig de la Creus und von Mas Fonoll de Pontons im südöstlichen Teil der Provinz Barcelona führt als interessanteste Vertreter *Cassianella decussata*, *C. decussata* var. *planidorsata* und *Myophoria vestita*. Es liegt nahe, die spanischen Dolomite mit den Cassianer Schichten zu parallelisieren. Die Fauna bestätigt die schon früher vom Verf. ausgesprochene Behauptung,

daß der Keuper Kataloniens alpine Einflüsse zeigt und daß zu dieser Zeit eine Kommunikation mit dem alpinen Ozean bestand.

Eine andere Fauna von Valldenen mit *Myophoria Goldfussi* und *Gervilleia substriata* dürfte mit unserer Lettenkohle gleichalterig sein.
Wurm.

Georg Wagner: Beiträge zur Kenntnis des oberen Hauptmuschelkalks von Mittel- und Norddeutschland. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 71. 1919. 80—103. 3 Textfig.)

Die Untersuchungen des Verf.'s erstrecken sich auf folgende Gebiete: 1. Unterfranken und Meiningen, 2. Weserland, 3. Lüneburg, 4. Thüringen, 5. Oberfranken. Es hat sich ergeben, daß der deutsche Hauptmuschelkalk einheitlicher aufgebaut ist, als man ursprünglich annahm, und sich in den Hauptzügen folgende Gliederung aufstellen läßt.

I. *Semipartitus*-Schichten 7—8 m.

a) 4 m Fränkische Grenzschichten.

b) 3—4 m Terebratelschichten.

Hauptterebratelbank meist 0,5 m.

II. *Nodosus*-Schichten durchschnittlich 40 m.

a) 7—10 m Gervilleienkalk.

b) Obere *Nodosus*-Platten.

Cycloides-Bank.

c) Untere *Nodosus*-Platten.

III. Trochitenkalk durchschnittlich 30 m.

Spiriferenbank.

a) Plattiger Trochitenkalk.

b) Massiger Trochitenkalk.

c) Grenzbänke mit Hornstein.

Die der Arbeit beigegebene Kartenskizze zeigt, daß das Meer zur Zeit des Hauptmuschelkalkes seine größte Tiefe im Weserland hatte, von da über den Werngrund nach Würzburg und über das Bauland zum Saargebiet. Eine Verflachung durch Küstennähe macht sich einerseits gegen die Ardennen, andererseits gegen Elsaß, Schwaben (Ries), Oberfranken, Thüringen, wahrscheinlich auch gegen Lüneburg geltend. Wurm.

Scalia, S.: Sulla fauna degli strati a „*Spirigera trigonella*“ SCHLOTH. sp. della Val di Sinello, presso Camposilvano, in Vallarsa (Trentino meridionale). (Boll. Soc. geol. ital. 36. 205—215. Rom 1918.)

Trechmann, Ch. T.: The Trias of New Zealand. (Qu. J. G. S. 73. 165—246. 9 Taf. 1917.)

Jura.

- Buckman, S. S.: Jurassic Chronology: I. Lias. (Qu. J. G. S. 73 257 - 327. 6 Taf. London 1917.)
- Jurassic Chronology: I. Lias. Supplement I, West England Strata. (Qu. J. G. S. 76. 62—101. London 1920.)
- Greco, B.: Il Sinemuriano nel Deserto Arabico settentrionale. (Boll. Soc. geol. ital. 34. 505—525. 1 Taf. Rom 1915.)
- Abrard, R.: Sur une faune mésioliasique de Sidi Mouley Yakoub (Maroc occidental). (C. R. Ac. Sci. Paris. 170. 278—279. 1920.)
- Sur l'existence de l'étage Aalenien dans le massif du Zerhoun et au Djebel Tselfat (Maroc occidental). (C. R. Ac. Sci. Paris. 170. 1509—1511. 1920.)
- Kilian, W. et P. Fallot: Sur l'existence et les faciès de divers étages jurassiques dans la province de Tarragone (Catalogne). (C. R. Ac. Sci. Paris. 171. 19—22. 1920.)
- Roig, Mario S.: La fauna jurásica de Vinãles. (Rep. de Cuba. Secret. de Agricult., Com. y Trabajo. Bol. especial. 61 p. 23 Taf. Habana 1920.)
- Renz, C.: Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiet des Monte Generoso (Kanton Tessin). (Ecl. geol. Helv. 15. 523—584. Mit 1 Textfig. Lausanne 1920.)
- Musper, F.: Der Brenztaloolith, sein Fossilinhalt und seine Deutung. (Jahresh. Ver. vaterl. Naturk. Württ. 76. u. 77. Jahrg. 106 p. 6 Abb. 4 Taf. Stuttgart 1920.)
-

Kreide.

- Adkins, W. S.: The Weno and Pawpaw Formations of the Texas Comanchean. (Univ. of Texas. Bull. No. 1856. (1918.) 173 p. 11 Taf. 13 Textfig. Austin 1920.)
- Stanton, T. W. and T. W. Vaughan: The fauna of the Cannonball marine member of the Lance Formation. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 128, A. 66 p. 10 Taf. 1920.)
- Wilckens, O.: Über einige von CH. DARWIN bei Port Famine (Magellan-Straße) gesammelte Kreideversteinerungen und das Vorkommen derselben Arten in der Antarktis. Göteborg 1921.
-

Tertiär.

E. Koch und **K. Gripp**: Zur Stratigraphie des Jungtertiärs in Nordwestdeutschland. (Jahrbuch der Hamburgischen Wissenschaftlichen Anstalten. 36. 1918. 1—32. 1 Karte.)

Die Verfasser „glauben an der Hand neuer und alter Bohrbefunde, die dem marinen Altmioocän der Vierländer Bohrungen entsprechenden Ablagerungen in 21 weiteren Bohrungen der Hamburger Gegend nach-

weisen und für die Stratigraphie der Braunkohlensande wichtige Tatsachen mitteilen zu können“. In der Bohrung Grasbrook finden sich in 97—121 m Teufe Sande mit der Fauna von Reinbeck, die von einem in 188 m gelegenen Sande mit *Cardium turonicum* MAY. durch Quarz- und Glimmersande mit drei Braunkohlenflözen getrennt sind. Auf Grund des Auftretens der erwähnten *Cardium* hält GRIPP die untere Fauna für altersgleich mit derjenigen von Hemmoor, wo das gleiche *Cardium*, das neuerdings von KAUTSKY als *C. hanseatum* spezifisch abgetrennt wird, bisher allein im unteren Elbgebiet aufgefunden wurde, beide aber für wesentlich älter von derjenigen von Reinbeck-Dingden, da beide in demselben Bohrprofile von Grasbrook durch eine etwa 68 m mächtige Folge von Sanden und Tonen und durch bis 1,6 m mächtige Braunkohlenflöze voneinander getrennt seien. Weiter bespricht E. KOCH Sande bei Eggerstedt und Schenefeld aus der Umgegend von Pinneberg in Holstein, die wegen ihrer Beimengung von Kaolin, Hornstein und ganz seltenen Spinellstückchen dem Pliocän zugesellt werden, im Gegensatz zu abweichenden Anschauungen von WOLFF und KOERT. Im dritten Teile des Aufsatzes gibt K. GRIPP eine Gliederung des Jungtertiärs in Nordwestdeutschland und unterscheidet hier von unten nach oben zwischen Vierländer, Hemmoorer, Reinbecker Stufe und Glimmerton. Zu dem letzteren sollen im Gegensatz zu v. KOENEN und dem Ref. auch die Vorkommnisse von Gühlitz und Lüneburg gehören. Zur Stütze dieser Ansicht werden Fossilisten und Bohrprofile angeführt. Tatsächlich neu ist hierbei nur die Einschaltung der Hemmoorer Stufe, denn die Vierländer Stufe entspricht dem Holsteiner Gestein und der Glimmerton ist als nordalbingischer Glimmerton lange bekannt. Ref. läßt es dahingestellt, ob es sich bei dieser so ins einzelne gehenden Gliederung wirklich in allen Fällen nur um Altersunterschiede handelt, oder ob nicht auch gelegentlich hier die Fazies ihre Rolle spielt. Ist doch die ganze Reinbecker Stufe in zwei Bohrungen bei Lüneburg nur 0,2 bzw. nur 0,5 m mächtig, und wäre es andererseits nicht ausgeschlossen, daß in dem gelegentlich sehr mächtigen Glimmerton vielleicht mehrere Niveaus vertreten sind. Daß die Fauna von Gühlitz ein besonderes Gepräge habe, gibt Verf. selbst zu. Um so weniger dürfte es wohl notwendig gewesen sein, so häufig und mit solchem Nachdruck von den „irrigen Anschauungen“ des Ref. zu sprechen.

Eine Karte, welche den Versuch macht, die Basis des Glimmertones in der weiteren Umgegend von Hamburg festzulegen und welche auf E. KOCH zurückzuführen ist, bildet zusammen mit einer Zusammenstellung der auch auf ihn eingezeichneten Bohrungen den Schluß des Aufsatzes.

Oppenheim.

Kurt Hucke: Über die Tiefbohrungen von Hirschgarten bei Köpenick und Groß-Lichterfelde bei Berlin. (Z. d. D. G. G. 69. 1917. Monatsber. 219—232.)

G. SCHACKO, 1917 zu Berlin verstorben, hat auf Veranlassung von BERENDT seinerzeit die Tiefbohrungen von Hirschgarten und Groß-

Lichterfelde bei Berlin auf ihre Mikrofauna hin untersucht. Das Ergebnis insbesondere der letzteren Untersuchungen steht im sehr auffälligen Gegensatze zu den Bestimmungen v. KOENEN, der hier auf Grund der Molluskenreste Paleocän annehmen zu müssen glaubte. Nach den Aufzeichnungen SCHACKO's, welche durch Kauf in den Besitz des Museums für Naturkunde in Berlin übergegangen sind, fand sich bei Hirschgarten in 203—213 m Teufe Septarienton; dann sogleich obere Kreide, und zwar von 253—268 m Oberturon, dann wahrscheinlich Cenoman. Die Foraminiferen der Bohrungen von Groß-Lichterfelde von 333—360 m Tiefe sprechen nun sogar für untere Kreide, und zwar Arten wie *Vaginulina gaultina*, *Rotalia reticulata* und *R. spinulifera* für Hils oder Gault, während die 18 Arten Molluskenreste, die v. KOENEN in den gleichen Schichten nachwies, zwar ein entschieden tertiäres Gepräge tragen sollen, aber in keiner Art mit denjenigen des belgisch-englischen oder französischen Eocän oder Paleocän übereinstimmen. Es ergibt sich daraus das sehr bemerkenswerte Resultat, daß „die bisher allgemein angenommene Altersbestimmung der betreffenden Groß-Lichterfelder Schichten mit Paleocän zum mindesten mit einem Fragezeichen versehen werden muß“. **Oppenheim.**

R. Michael: Über das Vorkommen eines tertiären Kalktuffs in der Grafschaft Glatz. (Z. d. D. G. G. 72. 1920. Monatsber. 95—96.)

Etwa 30 m über der Weisstritz, bei deren Austritt aus dem Höllental in den Glatzer Kessel, findet sich ein fester gelblicher Kalktuff, den GÜRICH 1905 als eine jugendliche Bildung angesprochen hatte. Er erwies sich aber als von wesentlich höherem geologischen Alter und gehört dem Tertiär an. Neben *Helix* und *Hyalina*, die noch nicht näher bestimmt sind, enthält er Zapfenschuppen einer großen Konifere, die auf die dadurch zum ersten Male in Deutschland nachgewiesene Gattung *Cedrus* zurückzuführen sind. **Oppenheim.**

W. Wenz: Zur Nomenklatur tertiärer Land- und Süßwassergastropoden. III. (Senckenbergiana. 1, 6. 1919. 238—240.)

Der Aufsatz enthält, wie die früheren Mitteilungen des gleichen Autors, über welche hier schon früher berichtet wurde, eine Reihe von Bemerkungen zur Synonymie tertiärer Land- und Süßwassergastropoden, die natürlich schwer im einzelnen wiederzugeben sind. Manche der vorgetragenen Anschauungen fordern zudem mehr oder weniger zum Widerspruch heraus. Es läßt sich schon streiten, ob eine var. *subdentata*, die NOULET 1867 aufgestellt hat, deshalb der Synonymie anheimfallen muß, weil FÉRUSSAC 1822 die gleiche Bezeichnung für einen Artnamen verwendet hat. Ebenso ist die Deutung GRATELOUP'scher Bezeichnungen schon des-

halb eine etwas knifflige Sache, weil die Originale verloren gegangen und die Abbildungen in sehr vielen Fällen undeutbar sind; der Ersatz der Bezeichnung *Helix girondica* NOULET durch *H. subglobosa* GRATELOUP ist daher recht zweifelhaft. Die Umänderung des Namens *Buliminus Samius* DE STEFANI 1891 in *B. Stefani* dürfte dagegen eher berechtigt sein, da ED. v. MARTENS zwei Jahre vorher einen *Buliminus Samius* beschrieben hatte, und diese lebende Form wohl sicher von der pontischen verschieden sein dürfte. Es ist aber andererseits doch recht fraglich, ob man die Formen, welche ROMAN als *Rillya* aff. *Rillyensis* und als *Archaeozonites* sp. gedeutet hatte, bei denen also der Verf. selbst nach reiflichem Befragen des ihm vorliegenden Originals zu keiner sicheren Entscheidung gelangte, durch besondere Bezeichnungen artlich selbständig zu machen berechtigt ist (*Rillya Romani* und *Zonites Romani*), wenn man nicht an der Hand des Originals selbst eine sorgfältige Nachprüfung vorgenommen hat, was allein Anschein nach hier nicht der Fall gewesen ist.

Oppenheim.

W. Wenz: Landschnecken aus den marinen Sanden der tortonischen Stufe des Wiener Beckens von Vöslau und Soos. (Senckenbergiana. 2, 2. 1920. 110—113. 2 Abb.)

Als neu wird beschrieben und abgebildet *Tropidomphalus* (*Pseudochloritis*) *vindobonensis*, welchen O. BOETTGER einst in den Sanden von Soos sammelte, und der dem *T. robustus* REUSS von Tuchorschitz in Böhmen nahesteht. Ferner werden erwähnt und gekennzeichnet aus den Sanden von Vöslau *Leucochilus acuminatum* KLEIN und *Pupoides Wenzii* K. FISCHER, letztere aus den zum Obermiocän gezogenen Landschneckenmergeln des Palmengartens von Frankfurt a. M. in diesem Jahre erst beschrieben. Es liegen nunmehr aus dem Wiener Becken aus zwei Schichtkomplexen Landschnecken vor, nämlich aus den Grunder Schichten und dem Badener Tegel, und beide Faunen unterscheiden sich bisher ziemlich voneinander.

Oppenheim.

W. Wenz: Zur Systematik tertiärer Land- und Süßwassergastropoden. III. (Senckenbergiana. 2, 1. 15—18. 1920.)

Von der durch ihre geographische Verbreitung als sehr alt gekennzeichneten Familie der Streptaxiden ist die altweltliche Gruppe der Enneinen heute in Afrika, Süd- und Ostasien usw. verbreitet und findet sich recht isoliert mit nur einer Art, der *Pupa dealbata* WEBB et BERTHELOT, auf den Kanaren. Sie hat hier einen Vorläufer in der *Gibbulina simplex* SANDB. des Vicentiner Eocäns. Für beide, die rezente Art der Kanaren und die Vicentiner Eocänform, wird die Gattung *Gibbulinella* aufgestellt. Ebenso *Granoennea* für die *Pupa Jobae* MICHAUD des Pliocäns von Haute-rive. Ferner werden die bisher zu dem westafrikanischen Genus *Columna*

PERRY gezogenen Formen des nordamerikanischen Eocäns zu einem neuen Genus *Pseudocolumna* gestellt, man sieht nicht recht aus welchem Grunde, und neue Gattungsbezeichnungen (*Oospiroides*, *Pachyphaedusa*, *Palaeophaedusa*, *Neniopsis* und *Ptychophaedusa*) für alttertiäre Clausilien zumal des Vicentiner Eocäns gebildet. Die am stärksten reduzierten, jüngsten Formen von *Triptychia* werden zu einem neuen Subgenus *Mioptychia* gezogen. Oppenheim.

W. Wenz: *Helicites sylvestrinus* SCHLOTHEIM. (Senckenbergiana. 2, 1. 1920. 19—22. 2 Textfig.)

Verf. hat sich selbst an den in der Berliner Sammlung noch vorhandenen v. SCHLOTHEIM'schen Originalen des *Helicites sylvestrinus* überzeugen können, daß diese sich auf eine Form des Ries beziehen, welche SANDBERGER später als *H. platychelodes* beschrieben hat, und welche Verf. als Vorläufer der lebenden *Cepaea nemoralis* L. auffaßt. Die Type des Obermiocäns von Steinheim, auf welche v. ZIETEN 1830 die ältere Bezeichnung v. SCHLOTHEIM's bezog, ist eine andere Art, welche vom Verf. früher als *H. Gottschicki* beschrieben wurde; ihr Verhältnis zu der echten *H. silvestrina* v. SCHLOTH. des Ries (Neotyp vom Trendel bei Öttingen, Coll. C. H. Joos) ist allerdings so innig, daß Verf. hier die trinomische Bezeichnung anwendet und von *Cepaea silvestrina Gottschicki* WENZ am Schlusse seiner Mitteilung spricht. Oppenheim.

W. Wenz: Über das Vorkommen von *Cepaea eversa larteti* (BOISSY) in den schwäbischen Sylvanaschichten und seine Bedeutung für deren Gliederung. (Senckenbergiana. 2, 6. 151—158. 9 Abb.)

Die Gruppe der *Cepaea eversa* DESH., welche Verf. als Vorläufer der lebenden *C. nemoralis* L. auffaßt, wird in ihrer zeitlichen Begrenzung betrachtet und in drei Arten zerlegt: *H. eversa* DESH., *H. silvestrina* v. SCHLOTH. und *H. nemoralis* L., welche ihrerseits wieder jede in zwei Mutationen zerfällt, deren Namen in trinomischer Nomenklatur der Artbezeichnung hinzugefügt wird. *C. eversa eversa* DESH., wie Verf. sich ausdrückt, soll im Helvétien einsetzen. Auf sie folgt als wesentlich jüngere Form *C. eversa larteti* BOISSY, welche „im Gegensatz zu der vorigen ganz auf die tortonische Stufe beschränkt“ sei. Dann käme die sarmatische *H. silvestrina* v. SCHLOTH. aus dem Ries, Steinheim, den Maartuffen der Alb und den Phonolithuffen des Hegau. An diese schlosse sich im Pliocän eine Form, die Verf. als *C. nemoralis sepulta* MICHELOTTI bezeichnet und die ihrerseits langsam durch dilubiale Formen wie *C. tonnensis* in die lebende *C. nemoralis* überginge. In Schwaben selbst findet sich *C. larteti* in den tieferen Horizonten der Sylvanaschichten, während die oberen keine Vertretung dieser Gruppe besitzen. Diese untere Abteilung ist meist als Flammenmergel ausgebildet und fluviatiler Entstehung, ein Abschwemmungs-

produkt der Terra rossa ähnlichen Verwitterungsprodukte der Alpenfläche. Auf Grund des Vorkommens von *C. Larteti* in diesen Flammenmergeln wird der ganze Silvanahorizont in die tortonische Stufe versetzt.

[Die ganze Beweisführung des Verf.'s, seine phylogenetischen Ansichten wie seine stratigraphischen Parallelisierungen kranken nach Ansicht des Ref. an dem Übelstande, daß *Helix Larteti* Boissy, wie Verf. selbst angibt, ursprünglich von Sansan beschrieben wurde, und daß dieser Fundpunkt dem **Helvétien** angehört, daß mithin *H. Larteti* und *H. eversa* ungefähr gleichalterig sein müssen und daß die Silvanaschichten, wenn sie — wie Verf. behauptet — in den Flammenmergeln ihrer Basis *H. Larteti* einschließen, auch ebenfalls dem letzteren Komplex angehören müßten und nicht der tortonischen Stufe, wobei es natürlich dahingestellt sein mag, inwieweit es immer möglich sein dürfte, zwischen diesen beiden Horizonten zu unterscheiden, die sich oft genug faziell vertreten mögen.]

Oppenheim.

H. Douvillé: L'Éocène de Royan. (3^e Note.) (Compte Rendu Sommaire des Séances de la Soc. Géol. de France. 1914. 7—9.)

Das Eocän ist in Royan in zwei Schichtsystemen ausgebildet. Das eine obere ist aus Mergel, Sanden und Sandsteinen zusammengesetzt, die ihrerseits den Kalk von Saint-Palais überlagern. Dieser ist durch *Lituanella Roberti* und *Orbitolites complanatus* gekennzeichnet und enthält eine Echinidenfauna, die seinerzeit (1884)¹ COTTEAU bestimmte und in das untere Eocän setzte. Darunter befinden sich Schichten mit *Nummulites planulatus* und *Alveolina oblonga* in der Form eines sandigen, grünlichen Kalkes und feiner gelblicher Sande ausgebildet. Auf diese folgt die stark erodierte und oberflächlich veränderte obere Kreide.

DOUVILLÉ hat nun durch sichere Beobachtungen an verschiedenen Stellen festgestellt, daß beide Systeme nicht in Konkordanz aufeinanderliegen, sondern daß auch das obere von dem unteren ebenso durch eine Lücke getrennt ist, wie dieses selbst von der Kreide. Ein Vergleich dieser oberen Schichten mit denjenigen in der Umgegend von Blaye ergibt nun, daß sie entweder dem Kalke von Plassac oder der Molasse von Saint-Estèphe entsprechen müssen. Sie sind also jedenfalls jünger als COTTEAU annahm und rücken wahrscheinlich ziemlich weit in der Schichtenserie herauf. Die unteren Schichtverbände mit *Nummulites planulatus* entsprechen mindestens dem Yprésien, für welches dieser Nummulit im Pariser Becken leitend ist. DOUVILLÉ wirft aber die Frage auf, ob dieser Nummulit im atlantischen Gebiete nicht etwas früher erscheinen konnte, und verweist als Analogon auf den *Nummulites Brongniarti* von Biarritz, der hier in Biarritz schon im Lutétien erschiene, während er doch sonst für das Auversien leitend und charakteristisch wäre. Es wäre also wohl denk-

¹ Bibliothèque de l'École des Hautes-Études. Section des Sciences naturelles. 19.

bar, daß die Schichten mit *Nummulites planulatus* im Norden der Aquitaine hier bereits dem Thanétien entsprächen. Im anderen Falle müßte man für diese letztere Stufe für den größten Teil der Mesogaea eine gewaltige Lücke annehmen. Auch Ref. ist schon des wiederholten auf diese Schwierigkeit einer angemessenen Vertretung des Thanétien in anderen südlicheren Gebieten gestoßen und hält daher die von DOUVILLÉ vorgeschlagene Lösung für zum mindesten durchaus erörterungswürdig.

Oppenheim.

M. Cossmann: Supplément aux Mollusques éocéniques de la Loire-Inférieure. (Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France. III. Série. 5. 1915—19. 53—141. 4 Taf.)

Die bekannte Fauna des Obereocäns in der Bretagne, deren Elemente sich durch ihre wunderbare Erhaltung, den Besitz der Epidermis und zum Teil der Farbstreifen gleichmäßig auszeichnen, ist schon früher in den Jahren 1896—1906 von COSSMANN in den Spalten der gleichen Zeitschrift eingehender beschrieben worden. Die jetzige Behandlung bringt einen ausführlichen Nachtrag unter Mitteilung einer Anzahl neuer Formen, Berichtigung weniger, als irrtümlich erkannter Bestimmungen und neuer bildlicher Darstellung in denjenigen Fällen, wo die Phototypie früher keine hinreichend scharfe Bilder gegeben hatte. Die gleiche Art der bildlichen Darstellung wird auch hier gewählt, die Tafeln sind indessen diesmal vortrefflich gelungen, und die Beziehungen zu der schweren Zeit, in welcher sie entstanden, sind, wenn überhaupt, vielleicht nur in dem etwas geringeren Wert ihres Papiers und der größeren Fülle von Formen, die jede von ihnen gezeichnet enthält, erkennbar.

Für die den einzelnen Arten gewidmeten Bemerkungen muß ich auf das Original verweisen. Als gewissenhafter Chronist kann ich hier nur über die neuen Formen berichten, als welche zu erwähnen wären: *Planorbis coislinensis*, *P. Bureaui*, *Roxania Ballui*, *Pleurotoma Dalimieri*, *Drillia Cureti*, *Bathytoma clathratula*, *Bela gibbosa*, *Borsonia Bureaui*, *Hemiconus rhytidophorus*, *Marginella Chantegraini*, *Cryptospira Allixi*, *Stretolathyrus? subangulatinus*, *Streptochetus Pallaryi*, *Lathyrus Bourdoti*, *Lirofusus inopinatus* (diese Form ist interessant wegen ihrer geographischen Beziehungen, da die drei bisher ausschließlich bekannten Gattungsangehörigen dem Alttertiär der Vereinigten Staaten angehören), *Siphonalia Dumasi*, *Parvisipho conjunctispira*, *Metula siphoides*, *Tritomidea umbilicaris*, *Murex gouetensis*, *Eutritonium pilula*, *Cerithium Vasseuri*, *Teliostoma Abrardi*, *Pirenella confusa*, *Cerithiopsis Poisoti*, *Tryphora gymna*, *Vermetus echinulatus*, *Lacuna Allixi*, *Paryphostoma Dumasi*, *Ceratia? Allixi*, *Rissonia agathostoma*, *R. Bureaui*, *Alvania Allixi*, *Lapparentia? ventricosior*, *Valvata hydrobiaeformis*, *Bithynia gouëtensis*, *Hipponyx digitata*, *Anisocycla Allixi*, *Tectariopsis Dumasi*, *Liotia perplanata*, *Fusotiarina? Dumasi*.

Oppenheim.

Luis Mariano Vidal: Nota sobre tres especies nuevas y dos poco conocidas del eocénico del Pireneo catalán. (Extret del Bulletin de la Institució Catalana d'Història Natural, Juny de 1920. Palamos. 3 p. 1 Taf.)

Der Senior der spanischen Geopaläontologen beschreibt hier an neuen Arten des spanischen Eocäns *Cardita Doncieuxi*, verwandt mit *C. Boriesi* DONCIEUX, von Aranyónet, Provinz Gerona, aus tonigem Mergel mit *Turritella fasciata* LAM., *C. Mengeli* von demselben Fundpunkte und dem gleichen, mitteleocänen Horizonte, *C. Agerensis*, eine kleine, sehr rhombische Art aus dem Mitteleocän von Ager mit *C. junctinoda* COSSM. An bereits bekannten, aber an und für sich selteneren Formen werden aufgeführt die bisher nur aus Venetien bekannte *Delphinula decipiens* BAYAN von Perauba (Lerida) und *Besançonina Pyrenaica* COSSMANN, letztere mit wohlhalterer Mündung. Alle Formen sind auf der beigegebenen Tafel gut kenntlich dargestellt.

Oppenheim.

M. Cossmann: Monographie illustrée des Mollusques oligocéniques des environs de Rennes. (Journal de Conchyliologie. 64. 1918/19. 133—199. 4 Taf.)

TOURNOUËR hatte die Anwesenheit des Oligocäns bei Rennes in der Bretagne schon 1868 erkannt und seine Fauna 1880 beschrieben. COSSMANN nimmt hier nun das Studium der Mollusken wieder auf und bringt die Zahl der Arten von 29 auf 56, von denen 26 als Art und Varietät neu benannt werden; darunter: *Exogyra Sacyi*, *Pecten Sylvestrei-Sacyi* aus der Verwandtschaft des *P. arcuatus* BROCC., *Chlamys Bezieri* und *Ch. Gregoriensis*, *Callista Sacyi* aus der Verwandtschaft der *C. elegans* LAM., *Marcia tenuisulcata*, *Tellina Bezieri* unter den Muscheln; unter den Gastropoden wären als neue Arten aufzuführen: *Drillia clavatuloides*, *Ancilla Tournoueri* aus der Verwandtschaft *A. glandiformis* LK., *Marginitella Sacyi*, welche der *M. obtusa* FUCHS vom Monte Grumi sehr nahesteht, *M. Behui*, die als *Stazzania* Ähnlichkeit mit der *Cryptospira ovulata* LAM. besitzt, *Lirofusus gallicus*, interessant auch durch seine geographischen Beziehungen, da die Gattung bisher als ausschließlich nordamerikanisch galt und erst letzthin von COSSMANN selbst im Obereocän von Bois-Gonet in der Bretagne nachgewiesen wurde; ferner *Melongena Tournoueri*, welche der *M. Berti* und *M. pagodula* GRAT. (= *M. polygonatus* aut.) nahesteht; *M. Bezieri* der vorhergehenden sehr nahe verwandt; *Typhis intergymnus*, *Hemicerithium subimbricatum* aus der Verwandtschaft des *H. dissitum* DESH. des Pariser und Mainzer Beckens — die von TH. FUCHS 1870 auf die nordische Art zurückgeführte Type von Castel Gomberto sollen sich etwas unterscheiden und wird hier *H. grumiense* COSSM. genannt. — *Diastoma hypermeces*, früher zu *D. costellatum* LAM. gestellt; *Melania Bezieri*, eine echte *Melania*, von der mit ihr vereinigt auftretenden

Bayania semidecussata wohl unterschieden; *Turritella myarelloides*; *Littorinolacuna* n. g. *quincuncialis* — die Gattung soll zwischen *Littorina* und *Lacuna* stehen, wie der Name andeutet, und manche Trochidenmerkmale dazu besitzen, allerdings soll die Perlmutter-schicht gänzlich fehlen —; *Deshayesia miloni*, eine neue sehr interessante *Deshayesia*, bei der die generischen Merkmale auffallend zurücktreten; *Natica Tournoueri* und *Roxania Tournoueri* aus der Verwandtschaft der *Bulla simplex* FUCHS: von Castel Gomberto. Verf. gelangt zu demselben Schluß wie der frühere Bearbeiter der Fauna, daß ihre Beziehungen mit der gleichzeitigen des aquitanischen Beckens viel inniger gewesen seien, als mit derjenigen in der Umgegend von Paris; mit anderen Worten, daß der bretonische Golf damals also weniger frei mit demjenigen der Ile de France zusammenhing als mit dem Meer der Gascogne.

Oppenheim.

Ph. Négris et Jean Boussac: Découverte du Miocène à Naxos (Cyclades). (Compte rendu sommaire des séances de la société géologique de France. 1914. 143—144.)

Kalke, die gelegentlich etwas sandig sind, enthalten auf Naxos *Turritella bicarinata* EICHWALD und *Cerithium bidentatum* GRATELOUP, beides charakteristische Leitfossilien des Mittelmiozäns, des Vindobonien, das *Cerithium* in einer Varietät der Mergel von Gabarret. In jedem Falle liegt in diesem Kalke Miozän und wahrscheinlich Helvétien, zweite Mediterranstufe, vor.

Das alte Massiv der südlichen Ägäis, welches nach unseren bisherigen Anschauungen während des ganzen Tertiärs über Wasser gelegen haben soll, wurde also in Wirklichkeit zweimal während dieser Periode vom Meere in Besitz genommen, zuerst im Lutétien und dann im Helvétien. [Nach diesem neuen, sehr bedeutsamen, früher vom Ref. nicht gekannten Auftreten miozäner Schichten im Bereiche der Ägäis scheint es diesem nunmehr äußerst wahrscheinlich, daß auch die Pectiniden und Cardien aus den Ruinen von Milet, über welche er an anderem Orte¹ berichtete, auf ein an dieser Stelle anstehendes Auftreten von Miozän hindeuten. Ref.]

Oppenheim.

Russo, P.: L'Eocène phosphaté et les couches à Turritelles du Tadla (Maroc occidental). (C. R. Ac. Sci. Paris. 170. 121—123. 1920.)

¹ Vgl. Z. d. D. G. G. 1918. 10 u. 21^o.

Quartär.

A. Nordeuropa.

A. Siebs: Die Sedimentärgeschiebe im Gebiet zwischen Unterweser und Unterelbe. (Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holsteins. 17. 90—140. Kiel 1920.)

Die Sedimentärgeschiebe im Gebiet zwischen Unterweser und Unterelbe tragen ein ausgesprochen baltisches Gepräge. Es sind folgende gefunden (s = selten, h = häufig):

Präcambrischer roter Sandstein (s), *Scolithus*-Sandstein (s), *Planilimbata*-Kalk (s), *Limbata*-Kalk (h), *Asaphus*-Kalk, *Centaurus*-Kalk, Backsteinkalk, Rollsteinkalk, Ostseekalk, Lyckholmer Kalk (s), *Stricklandinia*-, *Pentamerus borealis*-, *Encrinurus*-Kalk (s), Korallenkalk (h), Oolith, Crinoidenkalk (s), Beyrichienkalk (h), Devondolomit (s), unterer und oberer Muschelkalk (s), Kellowaygestein (s), Wealdenkalk (s). Weißgefleckter Feuerstein (s), weiße Kreide mit Feuerstein (h), Faxekalk, Limsten, gelber Bryozoenfeuerstein, Feuerstein mit grüner Rinde, Saltholmkalk (s). Lose Eocänfossilien, Bernstein, lose Oligocän- und Miocänkonchylien, Aragonit, Braunkohle, Holsteiner Gestein (s).

E. Geinitz.

C. Gagel: Über einen neuen Fundpunkt nordischer Grundmoräne im niederrheinischen Terrassendiluvium und die Altersstellung dieser Grundmoräne. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 71. 1919. Monatsber. 21—29. 1 Textfig.)

Auf dem Dehsberg fand sich auf bzw. in den eisenschüssig verwitterten, stark gestauchten Hauptterrassenschottern eine typische Grundmoräne, 50—60 cm stark. Sie kann nicht aus der Mittelterrassenzeit stammen, sondern muß der (vorletzten) Haupteiszeit zugesprochen werden, äquivalent der Hauptterrasse.

E. Geinitz.

A. Jentsch: Über den Kern der Kernsdorfer Höhe. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 71. 1919. Monatsber. 19—21.)

In der bis 312 m hohen Kernsdorfer Endmoräne fanden sich bei 230—250 m petrographisch dem Posener Ton gleichende Tertiärschichten (kalkfreier Ton, Feinsand und Braunkohlenflözchen).

E. Geinitz.

W. Wolff: Ein neuer Fundpunkt der sog. Eem-Fauna in Nordfriesland. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 70. 1918. 79—83.)

Auf der Hallig Langeneß fand sich bei 13—15,5 m u. d. M. eine Eem-Fauna unter fossilereen Sanden und über Geschiebemergel als Ablagerung des junginterglazialen Eem-Meeres. Der Fund bestärkt die An-

sicht des Verf.'s, daß zwei ansehnliche Meeresstransgressionen, begleitet von mildem atlantischem Klima, das Zeitalter der nordischen Vergletscherung in fünf gegensätzliche Perioden, drei Eiszeiten und zwei Zwischenzeiten, zerschnitten haben.

E. Geinitz.

A. Jentzsch: Die Aufschlüsse der Eisenbahn Czersk—Marienwerder—Riesenburg. Ein Querschnitt des preußischen Weichseltales. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 38, I. 513—538.)

Die Einzelbeobachtungen lassen sich folgenderweise zusammenfassen: Vordiluvialer Untergrund ist an zwei Stellen getroffen, und zwar Kreide in Münsterwalde und Marienwerder bei rund 70 m unter heutigem Meeresspiegel. Tertiär fehlt, ist also vor dem Glazial stark abgetragen worden, als das Land mindestens 80 m höher als jetzt lag. Die Gesamtmächtigkeit des Diluviums beträgt rund 140 m. Es lassen sich wenigstens drei Geschiebemergel unterscheiden. Der jüngste, wenig mächtig, unterscheidet sich von den älteren durch den Reichtum an Senongeschieben. Der nächstältere ist silurreich, aber senonfrei, bis 50 m mächtig. Das Jungglazial umfaßt neben dem obersten senonfreien noch mehrere senonarme Geschiebemergel nebst fluvioglazialen Einlagerungen. Bei Riesenburg 56 m mächtig, liegt es wie bei Neudeck über diluvialen Meeressanden, die z. T. diluvialen Torf bedecken. Bei Riesenburg sind gewisse Sande reich an Meeresmuscheln der Eem-Fauna, bedeckt von jüngstglazialen Sanden mit gemischter Fauna. Der Sand der Tucheler Heide sinkt örtlich auf 2 m Mächtigkeit, war ursprünglich kalkhaltig, ruht unmittelbar auf Geschiebemergel von 2,5 m Stärke, darunter folgt geschiebefreier Diluvialsand von größerer Mächtigkeit. Das Weichseltal ist bis zur ungefähren Höhe des heutigen Meeresspiegels eingeschnitten und rund 15 m alluvial aufgehöhht, hat demnach nur eine oberflächliche Furche in dem Diluvium eingeschnitten.

E. Geinitz.

D. Wildvang: Das glaziale Diluvium Rheiderlands. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 38, I. 37 p. 9 Textfig. Berlin 1918.)

Das Rheiderland oder Kreis Weener ist die westlich der Ems gelegene Marschlandschaft der ostfriesischen Halbinsel. Sein glaziales Diluvium setzte sich aus drei in ihrer Achse parallel zum Eisrande verlaufenden Bögen zusammen, von denen nur der mittlere in seiner ursprünglichen Gestalt erhalten blieb. Ihr Kern ist schwarzer Ton (Lauenburger Ton), in Bunde bis 80 m mächtig. Dieser ist weit verbreitet. Seine Oberkante zeigt rasch folgende größere Höhenunterschiede als Folge von glazialen Aufstau. Vor den rheiderländischen Höhen (Endstaumoräne) finden sich Sander, hinter denselben Kameslandschaft. Durch Kombination verschiedener Aufschlüsse kommt Verf. zu dem Schluß, daß das rheiderländische Diluvium sich durch zwei, von Sanden und schwarzen Tonen getrennten Grund-

moränen auszeichnet, die vermutlich auch zwei verschiedenen Vereisungen zuzuschreiben seien (der schwarze Ton wird als ein Altersäquivalent einer gewissen Schicht der großen Talsandstufe angesehen). Am Schluß werden noch die postglazialen Veränderungen besprochen. **E. Geinitz.**

V. Tanner: Studier ofver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga Delar. III. Om Landisens Rörelser och Afsmältning i finska Lappland och angränsande Trakter. (Bull. Comm. geol. Finlande. 38. 1915. 815 p. 139 Textfig. 16 Taf. Mit franz. Inhaltsübersicht.)

Durch gute Karten und Abbildungen unterstützt, behandelt die Arbeit das Vorrücken und Abschmelzen des Landeises in Finnisch-Lappland und Umgebung. Geschiebetransport, Schrammen und Rundhöcker zeigen eine Ausgangslinie, die vom Berge Umptek in Rußland westlich bis zum 19. Grad Greenw. in Schwedisch-Lappland läuft. Während eines Teiles der älteren Zeit lag das Zentralgebiet westlich von der Wasserscheide, das Eis bedeckte das Küstengebiet als Schelfeis. Daß ein Küstenstreifen in Salten-Lofoten eisfrei gewesen sei, glaubt Verf. verneinen zu sollen. Mit Beginn des Abschmelzens regelte sich die Richtung der Wasserläufe und das Ausgangszentrum wurde wieder mehr nach West verlegt.

Das Kapitel über den Eisrückzug behandelt zunächst die Moränenablagerungen. Die Moräne ist typischer Krosstengruss, Sedimentation findet sich in ihr nur ausnahmsweise; über Mächtigkeit und Oberflächenformen (Radialmoränen, Endmoränen, Strandmoränen, Moränenlandschaft) folgen ausführliche Angaben. Bei Besprechung ihres Alters streift Verf. die Interglazialfrage, er hält einige muschelführende Sedimente für interglazial, ebenso die wenigen Vorkommnisse von Mammut und Moschusochse, deren Funde auf einer Karte p. 156 verzeichnet sind. Die glazialfluvialen Ablagerungen sind ausführlich auch kartographisch festgelegt, ebenso die Hydrographie der Schmelzwässer (Eisseen, Terrassen, marine Grenze, Trockentäler), Rückzugsrichtung des Landeises und Lokalvergletscherungen. Bezüglich der reichen Details muß überall auf die Arbeit selbst verwiesen werden. **E. Geinitz.**

B. Ostalpen.

Joseph Müller (Berlin): Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Illergebiet. Ein Beitrag zur Frage der Übertiefung. (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1917. I, 1. 1—138. Mit 1 Profiltaf., 1 Übersichtskarte 1 : 300 000 u. 17 Taf. Photographien.)

Nach einleitenden Ausführungen über die Geschichte der Glazialmorphologie, über die allgemeine geographische und geologische Lage des Gebietes, seine bisherige glazialgeologische Literatur, über die Methoden

der Untersuchung — die die üblichen sind — und die kartographischen Grundlagen tritt der Verfasser mit einem ersten Kapitel: „Die obere Gletschergrenze im Lechgebiet“ in die Behandlung des Themas ein.

Der Lechgletscher nahm seinen Ursprung im obersten Lechtal („Tannberg“), in der Umgebung der heutigen Lechquellen. Zwei Hauptsammelgebiete waren die Becken um den Formarinsee (1793 m) und den Spullersee (1802 m), beide in der Kammregion gegen das südlich entlang ziehende Kloster(Arlberg-)tal gelegen. Die Eigenart dieser Gletschereinzugsgebiete besteht darin, daß es nicht Talschlüsse, sondern nach mehreren Seiten geöffnete beckenförmige Weitungen der Kammregion sind. Im Bereiche des Formarinsees stand das Eis über 2300 m und floß über das Raube Joch (1934 m) südwärts ins Klosters tal, über einen breiten, noch niedrigeren Sattel (1874 m) ostwärts ins Lechtal ab. Den Sätteln (2005 und 2031 m) des obersten Lechtals gegen das Große Walser Tal entsprachen Firnscheiden. Im Bereiche des Spullersees lag die Gletscheroberfläche an 2400 m, das Eis strömte einerseits südwärts ins Klosters tal ab, wo die Gletscheroberfläche um 300 m tiefer lag, andererseits über niedrige Sättel ins Spuller- und Stierlochtal und durch diese ins Lechtal. Hier blieb die Gletscheroberfläche (Durchschnittsgefälle über 11 ‰) noch weiterhin so beträchtlich über der des Klosters tals, daß, wie schon bekannt, auch noch durch das Zürsertal (Flexenpaß 1784 m) Lecheis nach Süden abfloß. Weiter talab, im Buge von Warth, wo die Gletscheroberfläche, durch den vorliegenden Allgäuer Kamm gestaut (Gefälle nur 4—5 ‰), bei etwa 2100 m lag, strömte Lecheis einerseits durch die Senken von Auenfeld und Hochkrumbach (1715 bzw. 1703 m) ins Talgebiet der Bregenzer Ache ab, andererseits über das Bergunt- (1908 m), Gemsteljoch (1977 m) und die breite Senke am Schrofenpaß (1690 m) ins Illertal (Rappental). Jenseits der Pässe sind diese übergeflossenen Gletscher wahrscheinlich in Brüchen zur dort tiefer gelegenen Gletscheroberfläche abgefallen. Hingegen war es wohl nur ein Lokalgletscher des obersten Höhenbachtals, der über das Mädelejoch (1974 m) an die Illerseite abgedrängt wurde und dort die erratischen Geschiebe hinterließ, die aus der Gegend der Kemptner Hütte bekannt sind. Aus den südlichen Seitentälern, besonders dem Kaiser- und Madautal, erhielt der Lechgletscher mächtige Zuflüsse von den höchsten Teilen der Lechtaler Alpen; die Senken des Krabach- (2253 m), Alamajur- (2241 m), Kaiser- (2306 m), Alperschonjoches (2301 m) sind nur aus unmittelbarer Nachbarschaft von Eis der Nordseite überflossen und geschliffen worden. Die Vergletscherung des oberen Lechtales zeigte mit diesen vielen Transfluenzen vom Lechgletscher den Typus des Eisstromnetzes.

Im mittleren bis unteren Lechtale folgten Transfluenzen zum Lechgletscher. Dessen Oberfläche sank hier mit ca. 10 ‰ allmählich bis auf ca. 1650 m in der Gegend von Reutte. Jenseits des Hauptkammes der Lechtaler Alpen, im Talzuge des Fernpasses, stand fast 500 m höher das Eis des Innegletschers. Schon über die tiefsten Senken des Hochgebirges

hinweg, das Hahntenn- (1895 m) und Schweinsteinjoch (1579 m)¹, speiste es daher, wie bereits bekannt, die im übrigen autochthon genährten Gletscher südlicher Seitentäler des Lech (Bschlabs und Rotlech); ungleich bedeutender aber war der Zufluß von Inneis nördlich des Fernpasses durch das breite und tiefe (heutige Wasserscheide 1130 m) Hinterthorental, das beiderseits des Tauernbergs bei Reutte mündet. Große Mengen zentralalpinen Gesteinsmaterials gelangten hier an die rechte Seite des Lechgletschers. Durch die Senken von Berwang (1336 m) und Kelmen (1400 m) hing der Hinterthoren- mit dem Rotlech- und Namlogletscher zusammen, durch das Planseetal speiste er gemeinsam mit dem Zufluß durch das Neidernachtal den Ammergletscher. Andererseits gab der Lechgletscher durch das Tannheimer Tal eine beträchtliche Komponente ab, die teils durch das Achental gegen Pfronten abfloß, teils sich zu dem Eise gesellte, das von Süden her, aus der Gegend von Hindelang, über das Oberjoch ins Tannheimer Tal eindrang und durch das Tal der Vils sowie zur Wertach abfloß. Es kam also hier wieder zu einem weitverzweigten Eisstromnetze.

Am Ausgang des Lechtales stand das Eis noch an 1400 m hoch. Die ganze quer vorgelagerte Rippe des Falkenstein bei Füssen—Pfronten war, wie bereits bekannt, überflutet. Über sie hinweg schloß sich der breite Vorlandeisfächer an (Gefälle von Reutte her über 20‰), der rechts im Tale des Halblech noch bis zu dessen Wasserscheide eindrang (1080 m), sie aber anscheinend nicht überschritt und dort auf kurze Distanz selbständig gebliebenen Lokalgletschern des Ammergebirges gegenübertrat.

Das II. Kapitel gilt im gleichen Sinne dem Illergebiet. Der Illergletscher ging in der Gegend von Oberstdorf aus der Vereinigung verhältnismäßig rasch abfallender Gletscher des Kleinen Walser (Breitach-), Rappenalpen- (Stillach-) und Trettachtales hervor und hatte hier eine Oberflächenhöhe von ca. 1600 m. Vor dem Austritt aufs Alpenvorland kam von rechts noch der Gletscher des Osterachtales (Hindelang) hinzu. Am Grünten stand das Eis noch mindestens 1450 m hoch. Ein Überfluten vom Illergletscher in die Täler des Bregenzer Waldes oder umgekehrt des Rheingletschers von dorthier ins Illergebiet konnte nicht nachgewiesen werden, wiewohl die niederen Voralpensättel zwischen beiden von, vermutlich lokalem, Eis überflossen waren.

Kapitel III und IV behandeln sehr ausführlich die Übertiefung im Lech- und Illergebiet. Der „Übertiefungs“betrag wird von einem untersten allgemeiner ausgebildeten Felsgesimsesystem nach unten berechnet, der talwärtige Rand des Gesimses als Trogrand, das Gesimse selbst als Trogschulter genommen. Die Gesimse stellten den Rest des unmittelbar präglazialen Talgrundes vor.

Im obersten Lechtales (Tannberg) gehen die „Trogschultern“ aus der flachen Rundbuckellandschaft um den Formarinsee, in den ersten

¹ Zuzufolge eines versehentlichen Mangels muß man sich die Höhenzahlen der Pässe mehrfach erst selbst suchen.

südlichen Seitentälern (Spullers und Stierloch) aus Trogschlüssen hervor. Eine erste „trogförmige“ Übertiefungsstrecke mit verschüttetem Talgrunde reicht im Lechtal bis zur Spullersmündung. Ober dieser setzt die Übertiefung aus und die Trogschultern nähern sich dem hervortretenden Felsgrunde des Tales. Unterhalb der Mündung setzt die Übertiefung wieder ein. An der Stierlochmündung wiederholt sich dasselbe (Konfluenzstufen). Die anschließende neue Trogstrecke des Lechtales (Talgrund verschüttet) reicht über die Mündung des Zürser Tales hinaus, dann kommt unterhalb des Dorfes Lech die Felssohle wieder hervor, den Trogschultern sehr genähert. Das ganze anschließende Stück des Talgrundes bis an den Bug des Tales bei Warth (1491 m) liegt im Fels, nicht übertieft zufolge der Eisabgabe über den Flexenpaß (Zürser Tal) und der Stauung des Lechgletschers durch den nördlich vorliegenden Allgäuer Hauptkamm. Die Übertiefung setzt erst wieder ein an der Mündung des Kaisertals bei Steeg (1115 m). Die 300 m hohe Längsprofilstufe von Warth bis hierher wird auf die Konfluenz der südlichen Seitengletscher zurückgeführt. Nunmehr hält die Übertiefung an für das ganze mittlere Lechtal. 300—200 m über der verschütteten Talsohle ziehen fortlaufend Schultern entlang, die an die Stufenhöhe von Warth anschließen. Auf sie münden die Seitentäler aus, soweit ihre Mündung nicht selbst übertieft oder schluchtförmig unterschritten ist. Vor dem Eintritt in die Weitung von Reutte setzt die Übertiefung für eine Strecke aus als Folge der Tannheimer Transfluenz. Der Lech passiert in einer Felsenge, ca. 100 m über der Felsterrassen die Trogschultern fortsetzen. Die Weitung von Reutte selbst stellt ein Gebiet neuer und gesteigerter Übertiefung vor, bewirkt durch die hier mündenden Zuflüsse aus dem Hinterthorental. Die Trogschultern werden durch das niedrige Stufenland am Fuße der östlichen Talseite vertreten.

Das Becken von Reutte reicht bis an den Kniepaß unterhalb Pflach. Hier taucht zum zweitenmal seit der Stufe von Warth die Felssohle wieder hervor in einem durch junge Flußeinschnitte sekundär gegliederten Riegel von Wettersteinkalk. Die Riegelhöhen liegen im Niveau der bisherigen Trogschultern. Es folgt das kleine Becken von Musau, das vorn durch eine ähnliche Riegelbildung begrenzt wird. Dann führt das breite, flache, sohlenverschüttete Talstück der Vils in die Gegend von Pfronten hinaus, wo sich die Übertiefung in einem weiten flachen Becken verliert, das in das Molassevorland eingesenkt ist. An der Falkensteinrippe läuft das System der Felsgesimse in gut entsprechenden alten Einsattelungen aus, die nur im heutigen Lechdurchbruch etwas unterschritten sind. In entsprechender Höhe mündet bei Neuschwanstein das Pöllattal ebenso stufenförmig wie jene Sättel über dem weiten vertieften Vorlandbecken.

In den Quelltälern der Iller setzt die Übertiefung mit Trogschlüssen ein. An sie schließen talabwärts Trogschultern an. Der Trog des Stillachtales zeigt eine selektive Stufe an der Überschiebungsgrenze innerhalb Birgsau, am Talausgang taucht die Felssohle zu einer rund 100 m aufragenden Schwelle hervor, mit der der Trog stufenförmig über der akkumu-

lativen Sohle (820 m) des Oberstdorfer Beckens mündet. Die Mündungsstufe des stärker vergletscherten Trettachtrogges ist etwas niedriger, in ihn mündet kurz vorher mit einer der schönsten, unversehrtesten Mündungsstufen (200 m) das Dietersbachtal. An die Mündungsstufen der beiden Täler schließt im Becken von Oberstdorf und weiterhin illerabwärts eine breite, z. T. sekundär zergliederte Felsterrasse an, die die akkumulative Sohle des Tales um ca. 100 m überhöht. Auf sie münden auch die anderen Seitentäler aus, nur Mündungsklammern schneiden in sie ein. Die Trogschultern des inneren Osterachtales laufen dabei ins Oberjoch aus und weisen einen alten Weg des Tales zur Wertach; sie vereinigen sich am Oberjoch mit den Trogschultern des Tannheimer Tales. Die Übertiefung des Illertales verläuft bei Immenstadt in das nach Westen führende Alpseeal. Hier mündet ins Niveau der Iller-Felsterrasse das Steigbachtal.

Für die Seitentäler des Lech und der Iller stellt es der Verfasser als eine charakteristische Erscheinung hin, daß sie zwar rückwärts schöne Trogschultern zeigen, ausgesprochen trogförmig einsetzen, daß sich die Trogform nach vorne aber, gegen die Mündung hin, häufig verliere, allmählich heraushebe, die Trogschultern sich hier der zu einer Schwelle emportauchenden felsigen Trogsohle näherten, bezw. vorher außer Erscheinung träten; daß also die „Übertiefung“ häufig talauswärts nachlasse, an der Mündung ins Haupttal mitunter aufhöre. Der Verfasser leitet dieses Verhalten von der Stauwirkung des Haupttalgletschers auf die Seitengletscher ab. Nur einzelne der Seitentäler seien auch noch in ihrer Mündungspartie übertieft. Nicht übertieft Mündungen (nur ev. sekundär unterschritten) kämen in das Niveau der Trogschultern des Haupttales zu liegen, übertieft schnitten mehr weniger unter dieselben ein, wobei dann Trogschultern des Nebentales ins Niveau jener des Haupttales auslaufen.

Im Alpenvorland führen die „Trogschultern“ des Lech- und Illergebietes nicht korrelativ in die Deckenschotterbasis über, sondern deren südliche Ansatzstellen erscheinen am Lech um 120, an der Iller um 350 m (!) erhöht, das Terrassenniveau um entsprechende Beträge eingesenkt — tektonische Verlagerungen, die allem Anschein nach in Biegungen, nicht Brüchen, bestehen. Andererseits werden die jüngsten Glazial- und Fluvioglazialablagerungen davon nicht mehr betroffen. Die fluvioglaziale Natur der Deckenschotter vorausgesetzt, sind die tektonischen Störungen also innereiszeitlich.

Die Arbeit schließt mit einem Kapitel „Theorien der Übertiefung“. Hier wird zunächst — sehr treffend — das Problem der Trogschultern hervorgekehrt und mit ebenso wünschens- wie dankenswerter Schärfe einerseits das Postulat: „wenn die Übertiefung ein Werk der Gletscher ist, muß das Areal der Übertiefung sich mit dem Areal der ehemaligen Vergletscherung decken“, andererseits die Tatsache betont, daß dies in Wirklichkeit nicht der Fall ist. Es werden dann die Erklärungsversuche DRYGALSKI's (seitliche Gletschererosion) und PHILLIPSON's (längere Wirksamkeit der Gletschererosion in den Troggebieten) abgelehnt, ersterer nach dem Gesichtspunkte PHILLIPSON's, daß auch für die seitliche Gletscher-

erosion kein Grund zur Unstetigkeit einzusehen sei, letzterer, weil die Übertiefung bis ins Alpenvorland hinausreiche. In Anlehnung an LAUTENSACH werden die Ansichten DAVIS', RICHTER's, HESS', LUCERNA's besprochen (Tröge von Gletschern gebildet, die die Täler jeweils bis zum Trogrand erfüllten) und als ungenügend erklärt, da entsprechende Moränenbefunde fehlten, sie auch nicht den Trogschluß zu erklären vermöchten, während COZZAGLIO's Annahme von der „kritischen Tiefe“ (erst bei einer Eismächtigkeit von 400 m beginne die erodierende Wirkung) versage, da der Abstand zwischen der oberen Gletschergrenze und dem Trogrand ein sehr verschiedener ist. Ausführlicher behandelt der Verfasser die Ansicht LAUTENSACH's selbst von dem Zusammenwirken der Gletscher- und Flußerosion bei der Trogbildung; auch sie scheitere an dem Hinausreichen der Übertiefung ins Alpenvorland, wo sich eine fluviatile Mitarbeit nicht annehmen lasse; zudem falle nach LAUTENSACH die erste Trog- und Stufenanlage doch dem Gletscher zu, womit seine Theorie postuliere, was sie beweisen will. Längere — an dieser Stelle nicht recht angebrachte — Ausführungen widmet der Verfasser DISTEL's Angabe (Studienreise in den zentralen Kaukasus), daß Trog, Trogkanten und Trogschluß in der präglazialen Entwicklung begründete Besonderheiten der Alpentäler wären und nicht zur gemeinsamen Charakteristik ehemals vergletschter Talgebiete gehörten. MÜLLER versucht, DISTEL's Angaben aus dessen eigener Darstellung ins Gegenteil zu verkehren und in Einklang mit jenen REINHARD's aus östlich benachbarten Kaukasustälern zu bringen, daß nämlich auch dort allenthalben Trogcharakter bestünde. Die Angabe beider von der meist nicht übertieften Mündung der Seitentäler, ohne daß sich entsprechende Gletscherendigungen nachweisen ließen, deutet MÜLLER im Sinne seiner Beobachtungen im Lech- und Illergebiet über das Aussetzen der Übertiefung am Ausgange der Seitentäler gegen das Haupttal. DISTEL's Ergebnissen in den Tauern-tälern (präglaziale Anlage angeblich glazialer Formzüge) hält MÜLLER entgegen, daß es in seinem Gebiete nicht so sei. MÜLLER selbst steht im wesentlichen auf dem Standpunkt PENCK-BRÜCKNER's, daß „die Formen der Übertiefung in inniger Beziehung zu den Strömungs- und Mächtigkeitsverhältnissen des Eises stehen“ — Konfluenz- und Transfluenzstufen, Gletscherstauung und -abfluß — und verschärft diese Ansicht dahin, „daß alle Formelemente der Übertiefung lediglich aus der Wirkung der Gletscher erklärt werden dürfen, daß dagegen, wo immer Formbestandteile der übertieften Täler auf fluviatilen Ursprung hinweisen, diese, weil sie das Bild der reinen Übertiefungsformen stören, als fremde Formelemente erscheinen, keinesfalls aber zur Erklärung der Übertiefung herangezogen werden dürfen“. MÜLLER's sachlicher Beitrag zur Übertiefungstheorie bleibt seine Angabe über den Verlauf der Trogformen im Längsprofile.

Die Arbeit ist ein wertvoller Beitrag zur Kenntnis der quartären und Formentwicklung der Nordalpentäler. Sie gibt in ihrem ersten Teil ein gutes, geschlossenes Bild der maximalen Vergletscherung des Gebietes, zuverlässiger, vollständiger und genauer als sich ein solches aus der bisherigen

Literatur gewinnen ließ. Dieses Bild des Eisstromnetzes findet in einer Isohypsenkarte 1:300 000 vorteilhaften Ausdruck. Die Karte schließt im NO an jene des Referenten über das Ammertaler Gebiet (Z. f. Glkde. 7. p. 226) an.

Spuren einer älteren Vergletscherung hat MÜLLER nur insofern gefunden, als er (p. 62) angibt, „an mehreren Stellen im Lechgebiet, insbesondere am östlichen Gehänge des unteren Lechtals in der Gegend von Reutte, 100—150 m über der würmeiszeitlichen Gletschergrenze eisgeschliffene Formen“ beobachtet zu haben, „welche sich durch geringere Frische von den im Zusammenhange verfolgten würmeiszeitlichen unterscheiden“. Diese Daten bedürften genauerer Ausführung. Es kommt wohl auch die andere Annahme in Frage, daß die höheren nicht so gut ausgebildeten Gletscherspuren von einem nur kurzfristigen Höchststande des Würmgletschers herrühren. Dazu würde auch MÜLLER's Berechnung der Firnlinie eines Lokalgletschers im Halblechgebiete als würmeiszeitlich stimmen (1300 m), eines Lokalgletschers, der nach der Lage der beiderseitigen Endmoränen gleichalterig mit dem eingestülpten Lechgletscherlappen war; beiderlei einander gegenüber tretende Endmoränen sind die höchstgelegenen Gletscherrelikte, die dort, unter günstigeren Erhaltungsbedingungen, nachweisbar sind.

Angaben über Rückzugsbildungen der eiszeitlichen Vergletscherung, Stadialmoränen, finden sich nur ganz vereinzelt.

Die Existenz eines frühpostglazialen Sees im untersten Lechtale, aus dessen Überfluß der heutige Lechdurchbruch bei Füssen entstanden wäre — wie Referent angenommen hat —, stellt MÜLLER (p. 98) in Abrede, im wesentlichen auf Grund der Gegenannahme, daß die Schwanseerinne bereits vom Gletscher auf ihre heutige Tiefe erodiert worden wäre. Referent hält demgegenüber seine auf Delta- und lakustre Tonablagerungen sowie die weite Verbreitung von Moorböden in dem fraglichen Seegebiete begründete Annahme aufrecht.

In dem zweiten, die Übertiefung des Lech- und Illergebietes handelnden Abschnitt entfernt sich der Verfasser von der objektiven Darstellungsart des ersten, indem er einzelne morphologische Züge der beiden Talgebiete von vornherein als „übertieft“ im Sinne PENCK's beschreibt, für die das Zutreffen dieser Bezeichnung unter Berücksichtigung des gesamten Formschatzes des Gebietes erst gezeigt werden sollte. Er nimmt die Begriffe Trog, Trogschluß, Trogschultern als etwas Fixes und bezeichnet damit ohne weitere Begründung Formelemente des Längs- und Querprofils, die ihrer Lage nach zunächst für diese Auffassung lediglich in Betracht kämen. Sie ohne weiteres anzuwenden, geht vielleicht noch bei den „Trogschlüssen“ der Seitentäler an, im übrigen aber zeigt sich dabei nur wieder, wie wenig fix, vielmehr wie vage und subjektiv der Trogbegriff ist; selbst in „typischen“ Seitentaltrögen ist ja vieles problematisch genug, nur in seltenen Fällen kennt man das „Troprofil“ vollständig, seine ganze untere Partie liegt meist in Schutt, womit gerade an eine der maßgeben-

den Stellen des U ein Fragezeichen tritt. Um wieviel mehr erst außerhalb dieser „typischen“ Trogstrecken!

Den vom Standpunkte der Übertiefungstheorie wesentlichen Angaben des Verfassers über den Verlauf der Trogschultern, fällt es schwer, zu folgen. Er greift, ohne auf die sonstigen morphologischen Verhältnisse und, was in dem Gebiete so wichtig ist, auf die geologische Struktur einzugehen, lediglich jene Formelemente heraus, die ihm für seine Auffassung geeignet erscheinen. Versucht man, seinen Angaben in den nach aller Urteil vorzüglichen AEGERTER'schen Karten zu folgen, muß man sie größtenteils als zumindest sehr subjektiv bezeichnen¹. Insbesondere der Zusammenhang der „Trogschultern“ talabwärts mit Talstufen erscheint in keinem Falle genügend dargetan. Referent konnte sich auch davon nicht überzeugen, daß beispielsweise die „niedrigen Trogschultern“ der linken Talseite bei Lech (Fig. 2, p. 64) im Streichen aus der Stufe oberhalb hervorgehen, an der dieser Trog eben erst eingesetzt haben soll; oder daß sich die flache Rundbuckellandschaft um den Formarinsee in Trogschultern so rasch senke, daß sie schon oberhalb der Spullersmündung die Talsohle erreichte. Scheinen mit diesem hochgelegenen Flächensysteme nicht vielmehr Reste wie jene „Böden“ zusammenzugehören, die MÜLLER mit anerkennenswerter Schärfe auf seiner Fig. 2 rechts oben zeichnet? Es läßt sich allgemein nur sagen, daß die Trogform des Talschlusses talauswärts an Schärfe verliert, undeutlich wird und die anfänglich so gut ausgeprägten Trogschultern im verengten Tale auslaufen.

Von der theoretischen Stellungnahme MÜLLER's zur Übertiefungsfrage gilt das Alte: mit Kritisieren wird des Rätsels Lösung nicht gegeben. Er lehnt die verschiedensten Versuche Anderer aus mehr weniger guten Gründen ab, führt aber selbst zu den Kernpunkten des Problems nichts Neues an: die Unstetigkeit der Erosion, die in der Trogkante zum Ausdruck kommt, bleibt völlig unberührt. Mit den Strömungsverhältnissen, Geschwindigkeitsab- und -zunahme, mit Konfluenz und Transfluenz ist gewiß manches zu machen. Aber die Schärfe der Trogkante im Längs- wie Querprofil vermag man damit ebensowenig zu erklären wie beispielsweise mit COZZAGLIO's „kritischer Tiefe“. Auch im übrigen reichen diese Gesichtspunkte nicht allgemein aus, bzw. ergeben sich Unstimmigkeiten. Im Lechtale soll z. B. im einen Falle die Stauung durch den Allgäuer Hauptkamm das Aussetzen der Übertiefung bewirkt haben, im anderen Falle liegen im Stau der Falkensteinrippe Übertiefungsstrecken; oder das Becken von Musau, das läßt sich nicht zu irgendwelchen Änderungen oder Besonderheiten der Strömung in Beziehung bringen, sondern ist wohl selektiv. Auch mit der Konfluenzmündung an der Spullers- und Stierlochmündung stimmt es nicht ganz, im einen Falle liegt die Stufe oberhalb der Mündung, im anderen unterhalb. Und an dem raschen Abfall unter-

¹ Eine derartige Verfolgung wird z. T. auch durch unpräzise oder mangelnde Ortsangaben erschwert.

halb Warth ist doch ohne Zweifel auch der Übergang aus der Quer- in die Längstalrichtung sehr wesentlich mit Schuld. Der Annahme derart starker Tiefenerosion eines Gletschers talaufwärts wie im Zürser Tal muß die Wahrscheinlichkeit gegenübergehalten werden, daß in solchen Fällen das Eis am Gletschergrunde in einen toten Winkel gerät.

Fluviatile Erosion im Sinne MÜLLER's ganz ausschalten zu wollen, ist bedenklich. Man begibt sich damit eines Mittels, statt solche dazu zu gewinnen. Freilich kann sie für denjenigen keine größere Bedeutung erlangen, der epeirogenetische Hebungen in Abrede stellt. Das dürfte aber nun doch allmählich schwer fallen. Es geschieht, wie meist, so auch in der vorliegenden Abhandlung unter dem Hinweise darauf, daß von entsprechenden „tektonischen Zerreißen“ am nördlichen Alpenrande nichts zu sehen sei. Man denkt dabei mit Vorliebe an möglichst drastische Brüche. Hingegen wird gerade in der vorliegenden Arbeit wieder gezeigt, wie sehr der Zusammenhang zwischen dem inneralpinen und dem subalpinen Formenschatze tektonisch — durch Verbiegungen — gestört ist. Nur gerade die jüngsten Quartärablagerungen sind davon noch nicht, geologisch konstatabar, betroffen worden. Daß in geringerem Ausmaße hier am nördlichen Alpenrande Bewegungen bis in die Gegenwart fort dauern, ist für Oberbayern geodätisch erst vor kurzem gezeigt worden. Und wenn auch im konkreten Falle nur eine Bewegung im entgegengesetzten Sinne nachweisbar war, d. h. im Sinne einer Senkung am Alpenrande, so kennt man vom Südrande der Alpen doch nicht minder positiv auch Hebungen. Bei der Ähnlichkeit der Terrassengliederung nördlicher und südlicher Alpentäler wäre es dann zumindest kein schlimmerer Zirkulus, von den Felsterrassen im Innern des Tales auf epeirogenetische Hebungen — auch am nördlichen Alpenrande — zu schließen, als aus dem bisherigen Mangel des Nachweises solcher auf so bedeutende glaziale Übertiefung der Alpentäler, Unterschneidung jener älteren höheren Talböden im ganzen Ausmaße durch Gletschererosion. Gesicherter Besitzstand der Übertiefungstheorie sind einstweilen nach wie vor nur die rückläufigen Vertiefungen der Felssohle im Innern der Alpentäler und Kare, soweit der frontale Abschluß in ganzer Breite vom Fels des Grundgebirges gebildet, nur ev. durch offenkundig junge Unterschneidungsschluchten durchbrochen wird. Talverengungen allein sind noch nicht eindeutig genug, können rein selektiv sein und hohes Alter besitzen. Nur sichere Rückläufigkeiten sind bei den gegebenen tektonischen Verhältnissen Formeigentümlichkeiten, die sich fluviatil nicht deuten lassen. In manchem anderem sind glaziale und fluviatile Erosion gleichsinnig gerichtet, gerade auch z. B. in Konfluenzwirkungen. Der Vergleich zwischen Gletscherbett und Flußbett braucht sich nicht durchaus auf letzteres im engsten Sinne zu beschränken, in mancher Beziehung wird für die Summe der Zeiten das Flußbett zum Tal.

Klebensberg.

- Sauramo, M.: Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. (Bull. Comm. géol. de Finlande. No. 50. 44 p. 4 Taf. 5 Abb. im Text. Helsingfors 1918.)
- Leighton, M. M.: Pleistocene History of Iowa River Valley, North and West of Iowa City in Johnson County. (Iowa Geol. Surv. 25. Ann. Rep. 1914. 103—182. Des Moines 1916.)
- Osborn, H. F.: Review of the pleistocene formations of Europe, Asia and northern Africa. (Ann. New York Acad. Sci. 26. (? 1916.) 215—315.)
- Depéret, Ch. et P. Mazeran: Sur la Bresse chalonnaise et ses terrasses quaternaires. (Compt. rend. 171. 305—308. 1920.)
-

Seidlitz, W. v.: Revolutionen in der Erdgeschichte. Akad. Rede. 42 p. 3 Abb. 1 Tab. Jena, G. Fischer 1920.

Regionale Geologie.

Deutsches Reich.

A. Preußen.

A. Jentzsch: Beiträge zur Seenkunde. V. (Abh. preuß. geol. Landesanst. 78. 1918.)

Enthält folgende Arbeiten: H. SCHÜTZE: Drei Ostpreuser Seengruppen (Mogilno—Tremessen, Wongrowitz—Schocken, Kurnik—Santomischel). — J. KORN: Der Rogasener See. — v. z. MÜHLEN: Der Pakkas-See. — H. SCHÜTZE: Der Powidzer See. — A. JENTZSCH: Das Profil der Ufersande in Seen.

E. Geinitz.

Kartenlieferung No. 207 der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin, enthaltend die Blätter Nimmersatt, Memel, Schmelz, Schwarzort, Perwelk, Nidden, Pillkoppen, Kunzen, Rossitten, Sarkau und Mövenhaken.

Die sämtlich von Dr. HESS VON WICHENDORFF aufgenommenen Karten bieten ein zusammenhängendes geologisches Bild der nördlichsten Gebiete Ostpreußens. Jahrelange Spezialarbeit in diesem Gebiet, im angrenzenden Samland und im Memeldelta haben eine Fülle neuer geologischer Beobachtungen und Erkenntnisse gezeitigt, die namentlich die Küstengeologie im ostpreußischen Ostseegebiet und die Dünenforschung in wesentlichen Punkten erweitern und vielfach berichtigen. Das Kurische Haff und das Memeldelta war eine ursprünglich bis 24 m tiefe Meeresbucht, die durch abwechselnden Absatz von marinen Seesanden und Süßwasserablagerungen (Haffsand und Haffmergel) in ihrer östlichen Hälfte (Memeldelta) allmählich völlig verlandete, im westlichen Teil so flach wurde, daß das Kurische Haff heute nur noch 2—6 m Tiefe aufweist. Die Kurische Nehrung hat

diese stark wieder ausgefüllte alte Meeresbucht dann endgültig abgeschlossen. Auch sie zeigt in ihrem Untergrund Wechsellagerungen von alluvialen, marinen und Süßwasserablagerungen, die an den tiefsten Stellen bis 36 m unter den Ostseespiegel hinabreichen. Die Mächtigkeit des Alluviums auf der Kurischen Nehrung ist überhaupt sehr groß, auf den Wanderdünen erreicht sie stellenweise sogar nahezu 100 m. Die flache Nehrungsplatte ist eine Flugsandebene, deren Wesen und Bildung auf der Festlandsküste bei Memel und Nimmersatt dargelegt wird. Die Flugsandebenen sind ein wichtiger Faktor der Küstengeologie. Grundlegend ist die Feststellung des „alten Waldbodens“ innerhalb der Wanderdünen (und auch der Nehrungsplatte) als geologischer Leithorizont der Nehrung. Er ermöglicht den Nachweis, daß die Wanderdünen nicht, wie bisher angenommen, völlig neue Bildungen sind, sondern stets einen bedeutenden Kern alter, ehemals bewaldeter Parabeldünen in sich bergen. Bis 1763 waren noch die alten bewaldeten Parabeldünen die herrschende Dünenform auf der Kurischen Nehrung, die, wie die neolithischen Funde auf dem alten Waldboden beweisen, bereits mindestens 4000 Jahre unverändert vorhanden waren. Eine solche alte Parabeldünenlandschaft ist übrigens bis heute noch im Schwarzortter Wald unverändert erhalten geblieben. Seit 1763 begann die Entstehung der Wanderdünen, die also eine ganz rezente, geschichtliche Bildung darstellen, deren Vorgang im einzelnen an der Hand ausgewählter Beispiele erläutert wird. Wichtig ist die Feststellung gegenüber bisherigen irrigen Annahmen, daß tatsächlich nur ein einziger Waldboden-Horizont vorhanden ist, da die schiefe Abwehungsfläche einen mathematischen Schnitt durch die hügelige Parabeldünenlandschaft des Untergrundes darstellt und denselben Waldboden in verschiedenen Höhenlagen immer wieder anschneidet. Die Triebssandzone am Fuße der Wanderdüne erfährt eine neue Erklärung durch den Nachweis des Vorhandenseins eines durchgehenden, uhrglasförmig aufgewölbten Grundwasserhorizonts auf der Nehrung in Zusammenhang mit dem wechselnden, um 80 cm schwankenden Stand des Haff- und Ostseespiegels bei besonderen Windrichtungen. Die Gebiete der sieben untergegangenen, durch die Wanderdünen verschütteten Dörfer der Nehrung erläutert das Phänomen der Wanderdünen, über deren jährliches Vorrücken neues sorgfältiges Material beigebracht wird. Eingehend werden auch die ständigen Strandverschiebungen am Nehrungsufer des Haffes (z. B. Verschiebungen der vorspringenden „Haken“ um 400 m in 50 Jahren) behandelt. Das vermeintliche Wachsen der Kurischen Nehrung nach Norden zu wird widerlegt durch historische Nachweise und durch die bisher nicht erkannte, ursprüngliche weitere nördliche Fortsetzung der Nehrung über Memel hinaus bis zur sog. Holländischen Mütze. Die Entstehung der Kurischen Nehrung wird im Gegensatz zu BERENDT, der mehrere Hebungen und Senkungen zur Erklärung heranzog, unter den jetzt noch vorhandenen Niveauverhältnissen der Ostsee erklärt.

Preuß. Geol. Landesanstalt.

Geologische Karte von Preußen. Lief. 226. Bl. Schmiedeberg, Pretzsch und Wartenburg. Berlin 1920.

Die Lieferung stellt einen nordsüdlichen Ausschnitt aus der Provinz Sachsen dar, der südöstlich von Wittenberg die Elbe schneidet.

Von Interesse ist das Auftreten braunkohleführenden Tertiärs (Miocän), das vor allem auf Blatt Schmiedeberg weit verbreitet und, wie die Untersuchungen der westlich anschließenden Blätter ergeben haben, durch den Druck des diluvialen Inlandeises einseitig emporgepreßt ist.

Von diluvialen Bildungen ist die oft kuppenförmige Durchragung eigentümlicher Kiese bemerkenswert. Denn diese sind völlig frei von nordischem Material (Feuersteine u. a. m.) und bestehen ausschließlich aus südlichen, einheimischen Bestandteilen (weiße Milchquarze, schwarze Kiesel-schiefer usw.), die aus der Lausitz stammen mögen und durch Flüsse vielleicht während einer Interglazialzeit zu uns gelangt sind.

Das am Ende der großen diluvialen Eiszeit ausgefurchte Elbtal besitzt im Bereich der vorliegenden Blätter die gewaltige Ausdehnung von 14—16 km, in ihm wurden die Eisschmelzwässer des nördlich davon liegenden diluvialen Inlandeises beim Abschmelzen in westlicher Richtung fortgeführt. Es ist im wesentlichen ausgefüllt mit dem fruchtbaren Elbschlick, d. h. einem 1—3 m mächtigen fetten oder auch sandigen Ton, der besonders bei Wartenburg sowie am östlichen Elbrand nördlich von Pretzsch stattliche Erhebungen von Flugsandbildungen (Dünen) trägt.

Ältere Schichten als Tertiär treten in diesem Gebiet nicht zutage und sind auch bis jetzt nicht erbohrt worden.

Preuß. Geol. Landesanstalt.

Klautzsch, A.: Die Tiefbohrung Schlagenthin bei Arnswalde. (Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 37, II, 1. 7 p. Berlin 1918.)

B. Mitteldeutschland.

Hermann Meyer: Der Bohlen bei Saalfeld in Thüringen. Eine geologische Skizze über den Aufbau und die Fossilführung der gefalteten, abradierten und vom Zechstein ungleichförmig überlagerten Oberdevonschichten des Bohlens bei Saalfeld. 35 p. mit 1 gr. Profiltafel u. 9 Textfig. Saalfeld 1920. R. Clauß.

Die kleine Arbeit des Saalfelder Lokalgeologen liefert einen beachtenswerten Beitrag zur speziellen Tektonik und Stratigraphie des bisher im Einzelnen noch so wenig bekannten Bohlenprofils. In tektonischer Hinsicht besteht die Bohlenwand aus zwei in sich mannigfach gestörten und komplizierten Sätteln oberdevonischer Schichten, zwischen denen eine Mulde

eingesenkt ist, und an die sich im SO noch eine zweite Mulde anschließt. Das auf einer Tafel ansprechend dargestellte Gesamtprofil wird vom Verf. zwecks genauerer Besprechung in drei verschiedene Schollen eingeteilt: die nordwestliche „große oder Hauptfalte“ (I), die mittlere „eingeklemmte Scholle“ (II) und die südöstliche „Oberritzer Plattenbruchmulde“ (III), die durch die „Köhler-“ bzw. „Richter-Verwerfung“ voneinander getrennt sind. Den Kern der „Hauptfalte“ (I) bildet der überaus verwickelt aufgebaute „Zimmermann-Sattel“, dessen Entwirrung sich Verf. besonders angelegen sein läßt; auf die mittlere „eingeklemmte Scholle“ (II) entfällt der aus mitteldevonischen Schiefen bestehende Kern des südöstlicheren Sattels. Während die beiden genannten Verwerfungen ihrer Entstehung nach in die Vorzechezeit zu verlegen sind, ist eine dritte weiter NW gelegene, die „Neidhammeler oder Hofer Verwerfung“ als postpermisch anzusprechen, da sie den über die Schichtenköpfe des Devons transgredierenden Zechstein mit verworfen hat. Längs dieser Verwerfungen findet ein staffelförmiges Absinken der Oberdevon- bzw. im letzteren Falle auch der Zechsteinschichten nach NW hin statt. Einige Bemerkungen über die Rötung des Schiefergebirges und die Natur der Zechsteindecke über dem Oberdevon beschließen den allgemein beschreibenden und tektonischen Teil.

In einem weiteren stratigraphisch-faziellen Abschnitt ist auf Grund der Ammonitenbestimmungen des Ref. der Versuch gemacht, das Oberdevon des Bohlen zu gliedern und im einzelnen zu horizontieren. Das tiefere Oberdevon in Gestalt von Tonschiefern und darüber folgenden kleinknotigen Kramenzelkalken ist anscheinend frei von Cephalopoden und läßt daher keine genaueren Vergleiche zu. Es vertritt in seiner Gesamtheit die Oberdevonstufen I—III, sowie vielleicht noch einen Teil der *Postprolobites*-Stufe (IV). An der Grenze gegen die darüber aufsetzenden Kalkknotenschiefer liegt ein erster Fossilhorizont mit *Postprolobites Yakowlewi* und *Platyclymenia annulata*, der somit noch der *Postprolobites*-Stufe angehört. Es folgen darüber Kalkknotenschiefer mit der typischen Fauna der *Laevigites*-Stufe (V), sodann die 5—11 m mächtige „Untere Quarzit“bank, ferner fossilführende Äquivalente der vom Ref. eingeführten *Gattendorfia*-Stufe (VI) und abermals eine gegen 7—9 m starke Quarzitbank, der „Obere Quarzit“. In deren Hangendem lagern die „Oberen Kalkknotenschiefer“ noch ungewissen Alters, da beweisende Cephalopodenfunde fehlen. Den Beschluß der Arbeit bildet eine Studie über die Entstehung der Kalkknoten in den Kramenzelschiefern und -kalken. Nach einem kurzen historischen Überblick spricht sich Verf. für eine primär-syngenetische Entstehung der Kalkknollen aus und schließt sich mit einigen Modifikationen der Auffassung ZIRKEL's von einer konkretionären Zusammenballung des Calciumcarbonates innerhalb des ursprünglichen Meeresschlammes an.

O. H. Schindewolf.

C. Bayern.

Krumbeck: Über einen Zahn von *Rhinoceros* aus dem Diluvium von Spardorf bei Erlangen. (Sitzungsber. d. Phys.-Med. Soc. Erlangen. 48. 1916. 124—130.)

Der Fund eines Zahnes von *Rhinoceros Mercki* bietet die Handhabe zur Altersfixierung des dortigen Diluvialprofils. Der verlehnte Gehängelöß, in dem sich der Zahn fand, ist dem älteren Löß Südwestdeutschlands äquivalent, seine Bildungsperiode fällt in die letzte Interglazialzeit.

Wurm.

Krumbeck: Über ortsfremde Malm-Dogger-Vorkommen im nordöstlichen Vorlande des Ries. (Ebenda. 134—150.)

Im westlichen Vorland des Heidenheimer Hahnenkammes liegen auf den *Opalinus*-Schichten diskordant in verworrener Lagerung ortsfremde Komplexe von Oxford und Dogger. Verf. deutet die Reste als Zeugen eines gewaltigen Bergschliffes aus einer Zeit, als die jetzt 5 km davon entfernte Stirn des Hahnenkammes noch weiter nach Nordwesten reichte. Als mögliche Ursachen des Bergschliffes kommen die katastrophalen Vorgänge im benachbarten Ries am Ende des Mittelmiozäns in Betracht.

Wurm.

Krumbeck: Marines Cenoman aus dem nördlichen Frankenjura bei Hollfeld. Nebst Bemerkungen zur Geologie des nordostbayerischen Deckgebirges in der Kreidezeit. (Ebenda. 48/49. 1916/17. 345—372.)

In einem Schacht bei Freienfels unweit Hollfeld wurde inmitten einer vermutlich terrestren Schichtfolge eine Bank von glaukonitreichem Quarzsandstein angetroffen, der den cenomanen Glaukonitsandsteinen der Umgebung von Amberg äquivalent sein dürfte. Dieses Vorkommen ist besonders in paläogeographischer Hinsicht von Interesse, insofern sich dadurch die Ausdehnung des Cenomanmeeres um 70 km weiter nach Norden verschiebt, als man bisher annahm. Das Material dieses Sandsteins entstammt nach dem Verf. dem Doggersandstein im Osten, der schon zur Unterkreidezeit infolge des staffelförmigen Absinkens des Deckgebirges vom carbonischen Rumpfbirge die Malmhochfläche des Frankenjuras überragte und vom Cenomanmeer und dessen Zuflüssen aufgearbeitet wurde.

Wurm.

Krumbeck: Bemerkungen zur Entstehung der obercretacischen Neuburger Kieselkreide. (Ebenda. 373—389.)

Im Gegensatz zu SCHNEID, der die Weißerde als Zusammenschwemmungsprodukt von Verwitterungsrückständen der kieselreichen Kalksteine des oberen Malm betrachtet, glaubt Verf. an eine autochthone Entstehung:

Es fand eine kräftige Zufuhr von Quarzmassen in das flache Kreidemeer statt. In den sich bildenden kieselig-klastisch-tonigen Sedimenten erstarrte die Kieselsäure zu Hornstein. Später kamen die Gesteine in den Bereich des festländischen Grundwassers und unterlagen einem Erweichungsprozeß. Nach Emporhebung aus dem Grundwasser ging der Verwitterungsprozeß langsam weiter und ließ aus den erweichten Hornsteinen Kieselmehl hervorgehen. Im Gegensatz zur Neuburger Weißerde stammen die Hauensteiner Weißerde und andere Vorkommen wahrscheinlich von zusammengeschwemmten Geröllen aus Malmhornstein ab. **Wurm.**

Ernst Schmidtil: Zur Kenntnis der Diluvialterrassen am oberen Main zwischen Rodach und Regnitzmündung. (Sitzungsber. d. Phys.-Med. Soc. Erlangen. 50/51. 1918/19. 33—71.)

Im Maintal zwischen Bamberg und Hochstadt lassen sich fünf schotterführende Erosionsterrassen unterscheiden. Unter gewissem Vorbehalt lassen sie sich mit den entsprechenden Bildungen des Rheintals folgendermaßen parallelisieren:

Altdiluvium	}	V. Terrasse. Oberer oder älterer Deckenschotter.	
		IV. Terrasse. Unterer oder jüngerer Deckenschotter.	
Jungdiluvium	}	III. Terrasse. Hochterrasse.	Wurm.
		II. Zwischenterrasse.	
		I. Terrasse. Niederterrasse.	

C. Dorn: Über die geologischen Verhältnisse der Quellhorizonte in der Wiesentalb (Oberfranken). (Sitzungsber. d. Phys.-Med. Soc. Erlangen. 50/51. 1918/19. 244—263.)

In der Wiesentalb lassen sich sieben Wasserhorizonte unterscheiden: 1. auf den *Zanclodon*-Schichten, 2. auf dem *Opalinus*-Ton, 3. im oberen Doggersandstein (nur lokal), 4. auf den Ornatenschichten, 5. und 6. im oberen Teil der unteren und oberen grauen Mergelkalke (*Alternans*- und *Tenuilobatus*-Schichten), 7. in der Albüberdeckung. Für die Wasserversorgung der Albhochfläche sind die beiden Quellhorizonte im Malm von großer Bedeutung. **Wurm.**

C. Dorn: Zur Stratigraphie des mittleren und oberen Doggers in der Umgebung von Ebermannstadt (nördlich Frankenalb). (Sitzungsber. d. Phys.-Med. Soc. Erlangen. 52/53. 1920/21. 1—54.)

Die Arbeit bringt eine Reihe von Profilen durch den mittleren und oberen Dogger, an die sich eine vergleichende Besprechung der einzelnen Zonen anschließt. **Wurm.**

Ost-Europa.

Osteuropa-Institut in Breslau.

L. v. zur Mühlen: Die Ölschiefer des europäischen Rußlands. 31 p.

F. Behrend: Die Kupfer- und Schwefelerze von Osteuropa. 88 p. Verlag B. G. Teubner, Leipzig 1921. Preis 3 Mk. bzw. 7 Mk. nebst 100 % Teuerungszuschlag.

Das Osteuropa-Institut in Breslau hat sich die verdienstvolle Aufgabe gestellt, in einer Reihe kleinerer Monographien wichtige Zweige des Bergbaus in Osteuropa zusammenfassend zu behandeln.

Als erste Veröffentlichung erscheint die Zusammenfassung v. ZUR MÜHLEN'S über die wichtigsten Ölschiefergebiete Rußlands. Besonders eingehend werden natürlich die am besten bekannten baltischen Ölschiefer behandelt; eine kurze stratigraphisch-tektonische Einleitung geht diesem Abschnitt voran. Der Bitumengehalt ist im wesentlichen an zwei Schichten gebunden: 1. die obercambrischen *Dictyonema*-Schiefer werden nicht sehr günstig beurteilt; der Ölgehalt ist gewöhnlich unter 4 % und ein rentabler Abbau der etwa 4 m mächtigen Schicht erscheint in nächster Zukunft unwahrscheinlich. 2. Weit wichtiger ist die untersilurische Kuckerssche Schicht, deren Hauptentwicklung in die Gegend östlich von Wesenberg fällt. Der Öl- und Gasgehalt ist hoch (im Durchschnitt 16 %). Eine genaue Schätzung der vorhandenen Vorräte ist aber gegenwärtig wegen ungenügender Kartenunterlagen kaum auszuführen. Die Gewinnung wurde bisher vorwiegend vom russischen Staate betrieben und rentiert sich nur im Tagebau. Einige kurze Angaben über die Ölschiefer von Ingermanland sind diesem Kapitel eingeschaltet.

Die cambrischen Ölschiefer Westrußlands und die Juraschiefer Mittelrußlands (Kostroma) haben wohl nur geringere Bedeutung. Wichtiger dürfte in der Zukunft der devonische Domanikschiefer des Petschoragebiets (Nordrußland) werden. Bisher ist er noch nicht ausgebeutet worden. Im westlichen Rußland sind bei Simbirsk und Syszan an der Wolga Ölschiefer des oberen Jura bekannt, die etwa 22 % flüchtige Bestandteile enthalten und bei der gegenwärtigen Ölnappheit ausgebeutet werden sollen. Ihre Rentabilität unter normalen Verhältnissen ist zweifelhaft. Kurze Angaben über Ölschiefer im Kaukasus und zwei ausführliche Literaturnachweise beschließen das verdienstvolle Büchlein.

Im zweiten Buch faßt BEHREND alles bisher Bekannte über die Kupfererze Finnlands, Polens, Serbiens, Bulgariens, Rumäniens, Griechenlands, der europäischen Türkei und Rußlands zusammen. Die geringeren Schwefelvorkommen werden mehr anhangsweise behandelt. Kleine Übersichtskarten und ausführliche statistische Angaben ergänzen das Werk.

Für die deutsche Industrie sind natürlich in erster Linie die russischen Vorkommen von Wichtigkeit, unter denen die vom Ural und Kaukasus wohl an erster Stelle stehen. Aber auch den Kupfersandsteinen Nord- und Südrußlands und der Kirgisensteppe, ferner den noch wenig bekannten,

aber wohl zukunftsreichen Vorkommen Sibiriens (Altai, Beresowsk, Jenissej) kommt wohl eine Bedeutung zu. Auf eine nutzbringende Verwertung dieser Lagerstätten setzt Verf. auch für Deutschland große Hoffnungen. Auf dem Wege gegenseitiger Verständigung könnten sich beide Länder auch auf diesem Gebiete von ihren Nachbarn freimachen. Die anderen Länder treten in ihrer diesbezüglichen Bedeutung hinter Rußland weit zurück. Nur Serbien, Bulgarien und Finnland verfügen noch über eine einigermaßen nennenswerte Kupfererzmenge.

Die weitere Fortführung dieser Sammlung, welche für den Wissenschaftler, den Volkswirtschaftler und Industriellen von gleichem Wert ist, muß auf das Wärmste begrüßt werden. **S. v. Bubnoff.**

Belgien-Nordfrankreich.

A. Briquet: Vestiges de l'étage Yprésien a Bourlon et sur le Blanc-Nez. (Ann. Soc. Géol. du Nord. 44. 1919. 106—109.)

Beschreibung zweier durch Befestigungsarbeiten erschlossener Profile, die das Yprésien und Landénien umfassen. Der Ypern-Ton findet sich auf Blanc-Nez noch in 1—2 m Mächtigkeit. **Hummel.**

A. Briquet: Observations nouvelles sur la géologie des collines de Flandre. (Ann. Soc. Géol. du Nord. 44. 1919. 109—115. 2 Fig.)

Die flandrischen Hügelreihen südwestlich Ypern sind keine einfachen Zeugenberge, sondern werden durch tektonische Linien begrenzt, auf welchen jungpliocäne Bewegungen stattfanden. Die Verwerfungen wurden am Schwarzen Berge und am Berg von Boeschepe durch Befestigungsarbeiten aufgeschlossen. LERICHE hat diese schon früher bekannten Störungen für Rutschungserscheinungen gehalten. Die vom Verf. gegebenen Zeichnungen scheinen diese Deutungsmöglichkeit trotz der gegenteiligen Ansicht des Verf.'s auch jetzt noch nicht ganz auszuschließen. Die tektonischen Linien sollen sich nach O bis in die Gegend von Brüssel fortsetzen. [Vielleicht könnten die Beobachtungen deutscher Kriegsgeologen in benachbarten Gebieten zur Lösung der Frage beitragen. Ref.]

Hummel.

L. Dudley Stamp: Note sur la géologie du Mont Aigu et du Mont Kemmel. (Ann. Soc. Géol. du Nord. 44. 1919. 115—126. 1 Textfig. 2 Taf.)

Beschreibung von Tertiärprofilen der flandrischen Hügel, welche das Diestien, Asschien, Lédien, Bruxélien, Panisélien und Yprésien umfassen.

Sowohl am Mont Aigu wie auch am Kimmelberg wurden etwa SW—NO streichende Störungen beobachtet, welche das Diestien mit betroffen haben, aber trotz ihrer großen Ausdehnung (über 1,5 km am Kimmel) vom Verf. im Gegensatz zu BRIQUET für Rutschungserscheinungen gehalten werden.

Hummel.

A. Briquet: Turonien supérieur et Sénonien inférieur dans le Nord de la France. (Ann. Soc. Géol. du Nord. 44. 1919. 127—137.)

An der Grenze von Turon (mergelige Kreide) und Senon (Schreibkreide) findet sich in Nordfrankreich eine „Zone polygène“, eine Wechselagerung von Tonmergeln, harten und teilweise konglomeratischen Kreidebänken usw., deren Bildung mit einer Verflachung des Meeres und mehrmaligen Schwankungen des Meeresspiegels zusammenhängt; demgemäß ist diese Zone landeinwärts (nach O und NO hin) stärker ausgeprägt, in umgekehrter Richtung tritt sie an Bedeutung zurück. Die tektonischen Bewegungen, welche die Schwankungen des Meeresspiegels verursachten, hängen mit der präsenonen orogenetischen Phase der norddeutschen Geosynklinale zusammen.

Hummel.

Paläogeographie.

E. Stromer: Methoden paläogeographischer Forschung, erläutert an dem Beispiele einstiger Landverbindungen des afrikanischen Festlandes. (Geograph. Zeitschr. 26. Heft 9/10. Leipzig 1920.)

Sowohl für den Geologen, wie für den Biogeographen und den Phylogeneten sind exakt konstruierte paläogeographische Karten nötig. Die meisten sind einseitig begründet und unzuverlässig oder sie werden irrtümlicherweise aufgefaßt und verwendet wie Karten der jetzigen Erdoberfläche. Zu ihrer richtigen Beurteilung, wie zu einer möglichst exakten Konstruktion werden die Methoden besprochen und an Beispielen aus der Südhemisphäre dargetan. Die Methoden sind biologische, geologische, geomorphologische und geophysikalische. Die werden im einzelnen erläutert und sowohl nach der positiven wie negativen Seite kritisch beleuchtet. Es wird auf die Notwendigkeit eines streng methodischen Verfahrens gedrungen, im Gegensatz zu dem bisher üblichen, welches nur einseitig die eine oder andere der genannten Methoden bei der Rekonstruktion zur Anwendung bringt.

Dacqué.

Matthew, W. D.: Plato's Atlantis in Palaeogeography. (Proceed. Nat. Acad. Sci. U. S. America. 6, 1. 1920. 17—18.)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1921

Band/Volume: [1921_2](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1037-1102](#)