

Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

P. Wagner: Grundfragen der Geologie in kritischer und leichtverständlicher Darstellung. (Wissenschaft und Bildung. 91. Leipzig 1912.)

Das Buch stellt keine Einführung in die Geologie für den Anfänger dar, sondern will demjenigen, der schon geologische Grundlagen besitzt, einige wichtige Fragen nach dem gegenwärtigen Stande der Erkenntnis beantworten. Es werden die Anschauungen verschiedener Autoren gegenübergestellt und zu werten versucht. Bei jedem Kapitel ist die wichtigste Literatur gegeben. Folgende Fragen werden besprochen: KANT-LAPLACE, Erdinneres, Erdrinde, Magma, Vulkane, Intrusivmassen, Metamorphismus, Gebirgsbildung, Meeressedimente, Verwitterung, Gletschererosion. Da überall die neueste Literatur berücksichtigt worden und der Stoff gut verarbeitet ist, dürfte Verf. recht haben, wenn er sagt, daß selbst Fachgeologen, die nicht Muße haben, die Weiterentwicklung der großen Probleme dauernd im Auge zu behalten, in dem Buche einige Anregung finden würden. Einige Kapitel, wie z. B. über die Verwitterung, stellen Sammelreferate dar, wie sie in ähnlich kurzer und gründlicher Weise kaum in unseren Lehrbüchern zu finden sind.

H. L. F. Meyer.

E. Haase: Die Erdrinde, Einführung in die Geologie. 2. verb. u. verm. Aufl. Leipzig 1913.

Das zur ersten Einführung in die Geologie bestimmte Buch setzt nicht wie die meisten derartigen Werke die Allgemeine Geologie in den Vordergrund, sondern betont zunächst die historische Seite. Die Allgemeine Geologie soll aber dabei nicht vernachlässigt werden, vielmehr ist es beabsichtigt, den Anfänger dazu zu bringen, daß er die Beziehungen zwischen beiden erfassen soll, daß er in den Erscheinungen, die in der Formationskunde betrachtet werden, die Ergebnisse der Vorgänge wieder-

erkennen soll, die vorher allgemein betrachtet worden sind. Das ganze Buch ist also im Sinne der historischen Geologie in 12 Kapitel eingeteilt. Die Erörterung der allgemeinen Probleme ist überall da eingefügt, wo eine Nötigung dazu vorliegt. Bei dieser Anordnung sind die allgemeinen Betrachtungen also nicht zu kurz gekommen, auch in diesem Buche macht die Allgemeine Geologie den Hauptteil aus. Die geologischen Tatsachen bewirken die jeweils nötigen allgemeinen Erörterungen. Bei dem Archaicum werden z. B. Tiefengesteine, kristalline Schiefer, Verwitterung besprochen, bei Cambrium und Silur Grauwacke und Tonschiefer und überhaupt geologische Wirkungen des Wassers, bei dem Perm der Vulkanismus usw. Durch diese eigenartige Anordnung erreicht Verf. recht gut seine Zwecke, doch wird manches dadurch auch an der unrechten Stelle erläutert. So kann Diabas erst bei dem Perm, nicht aber vorher besprochen werden, Kalk erscheint erst bei dem Devon. Jedenfalls vermeidet aber Verf., daß, wie bei manchen ähnlichen Werken, die Formationskunde nur eine trockene Aufzählung von Gesteinen, Orts- und Fossiliennamen ist. Recht glücklich ist der Anhang einer Auswahl von Lesestücken. Es sind Darstellungen geologisch interessanter Vorgänge der Gegenwart, von Augenzeugen geschildert, die dem Leser ein besseres Bild als die sachliche Erörterung geben.

Eine Reihe Profile und Abbildungen müßten bei einer neuen Auflage ersetzt werden, die teils den jetzigen Anschauungen nicht mehr entsprechen oder zu ungünstig sind. So z. B. die Abbildungen No. 16, 36, 65, 66, 91, 92, 138, 147. Einige Versehen sind dem Verf. unterlaufen, von denen ich die wichtigsten angebe. Auf p. 35 werden die Arme der Brachiopoden völlig als Kiemen angesprochen, p. 51 werden die Verwerfungen bei den Faltungerscheinungen besprochen. Aus Abbildung 36 muß man schließen, daß der Zechstein carbonisch gefaltet ist. Auf p. 56 wird übersehen, daß die Wirkung der Erosion durch tektonisch entstandene Höhenunterschiede bedingt ist. Auf p. 125 wird angegeben, daß Braunkohle aus Faulschlamm entstanden ist. — Das Buch dürfte nach Anlage und Ausführung sehr geeignet sein, Erwachsene in das Verständnis der Geologie einzuführen.

H. L. F. Meyer.

H. Scupin: Eine einfache Formel zur Berechnung der Schichtenmächtigkeit in gebirgigem Gelände. (Zeitschr. f. Naturw. 84. 1912. 1—7.)

Der allgemeine Ausdruck der vom Verf. entwickelten Formel ist:

$$m = \pm e \sin \varphi \pm h \cos \varphi,$$

wobei m die Mächtigkeit, e die Horizontalentfernung des liegenden Grenzpunktes vom hangenden in einem Profil senkrecht zum Streichen, h der Vertikalabstand des hangenden Grenzpunktes über dem liegenden, φ der Fallwinkel ist. Bei kleinen Winkeln bis zu 15° kann man dafür setzen:

$$m = \pm \frac{e \varphi}{60} \pm h.$$

Es ist damit eine einfache Methode gegeben, die genauer ist, als die meist angewendete Konstruktion. Immerhin ist bei dieser der Fehler nicht zu groß, wenn man sorgfältig einzeichnet. Er betrug bei zahlreichen Messungen $\pm 3\%$, hatte also einen Wert, der innerhalb der allgemeinen Fehlergrenzen liegt. Für den Ungeübten wird der Fehler aber größer werden. Daher empfiehlt sich, besonders im Felde, zwecks schnelleren Schätzens eine Formel.

H. L. F. Meyer.

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

S. Suzuki: On the Age of the earth. (Proc. of the Tokyo math. phys. soc. 6. 204—208. 1912.)

Verf. nimmt an, daß sich zuerst eine dünne Kruste um den flüssigen Erdball bildete, deren Dicke allmählich zunimmt. Dabei soll der Wärmeverlust an der Oberfläche durch die an der Grenze zwischen fester Rinde und flüssigem Erdinnern infolge der Erstarrung freiwerdende latente Schmelzwärme ausgeglichen werden. Die Zusammenziehung der Erde und den Einfluß der radioaktiven Substanzen läßt Verf. unberücksichtigt. Seine Rechnung ergibt, wenn er die Daten für Gneis, Granit oder Basalt benutzt und die Dicke einmal zu 50 km, das andere Mal zu 60 km annimmt, die Werte $210 \cdot 10^6$ bzw. $300 \cdot 10^6$; $23 \cdot 10^6$ bzw. $30 \cdot 10^6$; $43 \cdot 10^6$ bzw. $61 \cdot 10^6$ Jahre, verflossen seit Beginn des Festwerdens.

H. L. F. Meyer.

G. Platania: Misure della temperatura della lava fluente dell' Etna. (Atti Acad. dei Lincei. Rendic. Cl. sc. fis. S. V. 21. 1912. 499—502.)

Am 20. September 1912 maß Verf. mit einem FERY'schen Strahlungs-pyrometer die Temperatur eines etwa 6 m breiten, langsam fließenden Lavastroms 80 m von seinem Ausgangspunkt entfernt. Er erhielt folgende Werte: 795° , 814° , 825° , 940° , 924° . Von anderen Autoren mit anderen Methoden ermittelte Werte werden zum Vergleich herangezogen, und zwar solche von BARTOLI, ODDONE und BRUN.

H. L. F. Meyer.

H. S. Washington and A. L. Day: Present Condition of the Volcanoes of Southern Italy. (Bull. Geol. Soc. of America. 26. 375—388. 1 Fig. 9 Taf. 1915.)

Verf. berichten über den Zustand, in dem sie die Vulkane Vesuv, Ätna, Vulcano, Stromboli während einer den Gasexhalationen gewidmeten Forschung im Sommer 1914 getroffen haben. Die wissenschaftlichen Er-

gebnisse über die Zusammensetzung der Gase werden an anderer Stelle veröffentlicht; der Zustand verhältnismäßiger Ruhe gestattete die Aufnahme interessanter Bilder von der Innenseite der Krater, die auf Tafeln wiedergegeben sind.

Milch.

Äußere Dynamik.

D. Cairnes de Lorme: Some suggested new physiographic terms. (Amer. Journ. of Sc. (4). 34. 1912. 75—87.)

Verf. schlägt vor, bei den Prozessen, die zur Verebnung einer Landschaft führen, zu unterscheiden zwischen Equiplanation, Deplanation und Applanation. Wird eine Landschaft derart eingeebnet, daß weder aus ihr Material weggeführt noch ihr Material zugeführt wird, wobei innerhalb natürlich Transport von Material stattfindet, so haben wir es mit Equiplanation zu tun. Bei der Deplanation geschieht die Einebnung dadurch, daß nur Material weggeführt, aber nichts zugeführt wird, während bei der Applanation von außen Material zugeführt, aber nichts weggeführt wird. In abgeschlossenen Gebieten mit eigenem Flußnetz wird Equiplanation stattfinden. Ein Beispiel für Deplanation tritt uns immer entgegen, wenn Vertiefungen durch zugeführtes Material ausgefüllt werden, sei es durch Sediment- sei es durch Eruptivmaterial.

H. L. F. Meyer.

L. Müller: Gesteinsschichtungen als Wüstenbildung. (Der Steinbruch. 8. 1913. 198—200.)

Die Arbeit stellt eine Wiedergabe WALTHER'scher Ideen dar. Im Anschluß an das „Gesetz der Wüstenbildung“ schildert Verf. die Entstehung von Gesteinen in der Wüste und führt dann nach der „Geologie Deutschlands“ kurz aus, in welchen Formationen wir Wüstenbildung kennen.

H. L. F. Meyer.

S. Paige: Rock-cut surfaces in the desert ranges. (Journ. of Geol. 1912. 20. 442—450.)

Verf. beschreibt einige Felsenebenen des Gebietes um Silver City, New Mexico, und gibt eine Erklärung ihrer Entstehung. Die 4 Karten, die er gibt, zeigen ein Gebirge, das nach einer Felsenebene zu steil abfällt. Diese selbst hat geringes Gefälle und stößt an ein Gebiet, das flach liegt und aus quartären Sedimenten besteht. Die Grenze zwischen der Felsenebene und der Kiesfläche ist entweder geradlinig und scharf und ist alsdann durch eine Störung bedingt oder aber die Sedimente greifen über die Felsebene hinweg und keilen allmählich aus. An einzelnen Stellen, die irgendwie von der Abtragung geschützt waren, läßt sich erkennen, daß die gesamte Felsebene einst von Sedimentmassen bedeckt war. Die Entstehung dieser Felsebenen denkt sich Verf. folgendermaßen:

Ein Gebiet möge durch Hebung so verändert werden, daß sich Binnenbecken bilden. Das Klima muß so beschaffen sein, daß ständige Seen die Ränder dieser Becken nicht übersteigen können. In diesem System wird nun die Erosion reguliert werden durch die allmähliche Zerschüttung der tiefer liegenden Gebiete. Angenommen werde dabei, daß ein innerer Teil infolge der vollständigen Überdeckung mit Schuttmassen seine ursprüngliche topographische Struktur behält, alle anschließenden Gebiete sollen vor der Zerschüttung mehr erniedrigt und eingeebnet werden sein als die ihnen vorausgehenden. Die allmählich immer mehr in die Höhe rückende Grenze der Kiesmassen stellt die Basis dar, bis zu der die Erosion wirken kann. Bei genügend langer Zeit und genügend großer räumlicher Ausdehnung ist das Ergebnis dieses auf eine allgemeine Einebnung hinzielenden Vorgangs eine leicht abfallende Ebene mit dünner Kiesbedeckung. Außerdem kommt noch ein zweiter Vorgang in Betracht. Die in den höher gelegenen Teilen entspringenden Wasserläufe fließen über Schutthalden. Diese werden dann oft ausgeräumt und das Wasser beginnt dann am Fuß des Berges zu erodieren und eine Steilkante zu schaffen. Dieser Vorgang wiederholt sich oft, bis die Zuschüttung des ganzen Gebietes erfolgt ist, und bedingt den schroffen Wechsel des Abfalls an der Grenze der Felsenebene zum Gebirge. **H. L. F. Meyer.**

A. Hague: Origin of the thermal waters in the Yellowstone National Park. (Bull. Geol. Soc. of Amer. **22**. 1911. 103—122.)

Die Ergebnisse der Untersuchung sind folgende: Im Gebiet des Yellowstone Park herrschte während der ganzen Tertiärzeit vulkanische Tätigkeit, die im Pliocän ihr Ende erreichte. Im Eocän spielten aus großer Tiefe herrührende juvenile Quellen eine Rolle. Im Gegensatz zu dem Vulkanismus des Miocäns war die vulkanische Tätigkeit im Pliocän viel ruhiger. In dieser Zeit erfolgten große Rhyolithergüsse. Seit dem Rückzug der Eismassen im Pleistocän haben diese Rhyolithmassen große Veränderungen durchgemacht unter dem Einfluß von großen Massen überhitzter vadöser Wässer. Die Gase, die in diesen Wässern gelöst sind, sind keine anderen als in normalen vadösen Wässern und die Periodizität der Geysire sind Erscheinungen, die nur bedingt sind durch die infolge der lösenden Wirkung des Wassers dauernd wechselnden Bedingungen in den unterirdischen Hohlräumen und Kanälen. Die Erscheinungen, wie sie heute zu beobachten sind, sind nur eine Phase in der Entwicklung von normalen heißen Quellen.

H. L. F. Meyer.

J. B. Tyrrel: Rock Glaciers or Crystocrenes. (Journ. of Geol. **18**. 1910. 549—553.)

Nordöstlich von Dawson am Yukon erhebt sich der 2000 Fuß hohe Mosehicle Mountain. Dieser Berg besteht aus serpentiniisiertem Diabas, der

außerordentlich stark zerklüftet ist. Die größte Fläche des Bergabhangs fällt gleichmäßig und sanft ab. Hier ist das Gestein bis zu beträchtlicher Tiefe verwittert. An der Südwestseite tritt jedoch der nackte Fels zutage mit steilem Abfall von einigen hundert Fuß Höhe. Zu Füßen dieses Absturzes befindet sich eine Schutthalde, die nach dem Berg zu steil und nach dem Yukon zu sanft abfällt und sich stark verbreitert. Diese Schutthalde vergrößert sich von Jahr zu Jahr. Die Entstehung des Abhangs und der Schutthalde ist nach dem Verf. folgendermaßen vor sich gegangen: Der Boden dieser Gegend ist dauernd bis zu einer Tiefe von 100—200 Fuß gefroren. Unter dieser gefrorenen Schicht ist das Gestein vollständig mit Wasser durchtränkt, das an geeigneten Stellen, so auch am Fuße des Mosehide Mountain, die gefrorene Schicht durchdringt und als Quelle zutage tritt. Unmittelbar unterhalb des Absturzes entspringt also eine Quelle, die im Sommer frei ausfließt und durch die lockere Schutthalde zum Yukon hinfließt. Im Winter gefriert das Wasser entweder sofort beim Austritt oder beim Durchfließen durch die Schutthalde und verkittet hier die Gesteinsbruchstücke. Gleichzeitig lösen sich dauernd lockere Gesteinsstücke von der Oberfläche des Berges und stürzen auf die Halde, die dadurch immer höher wächst und dadurch und infolge der Durchtränkung mit Eis das Bestreben hat nach vorn und nach der Seite zu gleiten, was noch stärker im Frühjahr und Sommer zum Ausdruck kommt, wenn das Eis in den oberen Partien schmilzt.

H. L. F. Meyer.

Ch. Rabot et P. L. Mercanton: *Les variations périodiques des glaciers.* XVIII. rapport. 1912. (Ann. de glaciologie. S. 1913. 42—62.)

In den Schweizer Alpen machte sich die Wachstumstendenz, die 1910 vorhanden und 1911 wieder verschwunden war, infolge des kalten und feuchten Winters 1912 wieder stärker bemerkbar. Eine Tabelle gibt den Überblick:

Zahl der Gletscher.

Jahr	Beob- achtet	Vorstoß			Statio- när	Rückgang		
		sicher	wahrsch.	zweifelh.		zweifelh.	wahrsch.	sicher
1909	61	2	—	9	2	10	5	33
1910	54	2	7	8	1	2	2	33
1911	67	1	1	1	1	8	13	42
1912	52	2	9	12	2	—	2	25

In den Ostalpen erschwerte das schlechte Wetter die Arbeiten. Auffallenderweise war auch die Intensität des Sonnenlichtes stark verringert. Einen erheblichen Einfluß auf das Vorrücken der Gletscher vermochte dies nicht auszuüben. Von allen 34 Gletschern, die nachgemessen

wurden, waren 28 in deutlichem Rückgang, 3 stationär und nur 3 in der Ötztaler Gruppe gelegene Ferner zeigten ein Vorrücken. Gegenüber dem Jahre 1911, in dem an keinem Gletscher ein Vorrücken bemerkt wurde, bedeutet dies immerhin eine Zunahme. Zusammenfassend wird gesagt, daß der Rückgang in den Ostalpen noch immer, wenn auch in schwächerem Maße, anhält.

In den italienischen Alpen hinderte ebenfalls die mächtigere Schneedecke stark die Beobachtung. Wie in den Vorjahren hält hier der Rückzug an. In den französischen Alpen herrscht zwar in einigen Teilen Savoyens und den Pyrenäen die Tendenz zu wachsen. Im übrigen beobachtet man auch hier den weiteren Rückzug. Nach den wenigen nord schwedischen Beobachtungen scheinen sich die Gletscher wie in den vorhergehenden Jahren noch in einer Anwachspériode zu befinden. Norwegen zeigte in den Vorjahren im Südwesten (Jotunheim) fast ausnahmslosen Rückzug, im Westen und Norden aber ein Vorrücken. Jetzt wird von 38 Gletschern Jotunheims kein einziger vorrückender angegeben, aber Rückgänge bis zu 29 m. Aus den übrigen Gebieten zeigen von 34 Gletschern nur unregelmäßig verteilt 7 ein Vorrücken bis zu 13,5 m.

In den Vereinigten Staaten von Nordamerika zeigen die Gletscher bis auf den Südabhang der Alaska Range einen Rückzug. Der Grand Pacific-Gletscher zog sich seit 1911 um $2\frac{1}{2}$ km zurück, in 33 Jahren um 25 km. Das Vorrücken auf der Südseite der Alaska Range wird durch den stärkeren Schneefall und das größere Sammelgebiet erklärt. Im Eliasgebirge zeigt der Logan-Gletscher, dessen Waldumrandung auf langes Stillegen hinweist, ein Vorrücken. Vielleicht ist dies durch Lawinen bedingt, die bei dem Erdbeben in der Yakutat-Bai im September 1899 losgelöst wurden. Im Eliasgebirge sind aber bisher noch keine genauen Beobachtungen angestellt worden. Die vorliegenden sind die ersten.

Aus Grönland liegen ebenfalls Beobachtungen vor, die bei der QERVAIN'schen Grönlandexpedition angestellt wurden. Schließlich wird von der Insel Disco mitgeteilt, daß ein allgemeiner Rückzug eingetreten ist.

H. L. F. Meyer.

Petrographie.

Allgemeines.

Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. Herausg. im Auftrag der Deutschen Min. Ges. von G. LINCK. Jena. 1, 1911; 2, 1912; 3, 1913; 4, 1914; 5, 1916.

Diese fünf Bände der „Fortschritte“ enthalten die folgenden Berichte aus dem Gebiete der Petrographie.

1. — R. MARC, Die Phasenregel und ihre Anwendung auf mineralogische Fragen. 1, 99—128.

A. L. DAY, Das Studium der Mineralschmelzpunkte. 4, 115—160.

2. — L. MILCH, Die primären Strukturen und Texturen der Eruptivgesteine. **2**, 163—207.
- L. MILCH, Die Systematik der Eruptivgesteine, I. Teil. **3**, 189—227. II. Teil. **4**, 175—250.
- M. STARK, Petrographische Provinzen. **4**, 251—336.
- O. H. ERDMANNSDÖRFFER, Über Einschlüsse und Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteinen. **5**, 173—209.
- F. RINNE, Salzpetrographie und Metallographie im Dienste der Eruptivgesteinskunde. **1**, 181—220.
3. — R. MARC, Über die Bedeutung der Kolloidchemie für die Mineralogie (allgemeiner Teil). **3**, 11—31.
- A. HIMMELBAUER, Die Bedeutung der Kolloidchemie für die Mineralogie (spezieller Teil). **3**, 32—62.
- H. STREMME, Die Chemie des Kaolins. **2**, 87—128.
4. — U. GRUBENMANN, Struktur und Textur der metamorphen Gesteine. **2**, 208—226.
- U. GRUBENMANN, Zur Klassifikation der metamorphen Gesteine. **3**, 228—244.
- F. BECKE, Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. **1**, 221—256. **5**, 210—264.
5. — A. BERGEAT, Die genetische Deutung der nord- und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten in der Literatur der letzten Jahre. **1**, 141—158.
- A. BERGEAT, Epigenetische Erzlagerstätten und Eruptivgesteine. **2**, 9—23.
- J. H. L. VOGT, Über die Bildung von Erzlagerstätten durch magmatische Differentiation. **2**, 24—40.
6. — F. BERWERTH, Fortschritte in der Meteoritenkunde seit 1900. **1**, 257—284. **2**, 227—258. **3**, 245—272. **5**, 265—293.

Liebisch.

R. Sokol: Über die Projektion von Analysen der kristallinen Schiefer und Sedimente. (Verh. geol. Reichsanst. 1914. 313—321. 1 Fig. Wien.)

Um die Hauptmerkmale der Sedimente (Anwesenheit von viel Quarz und kaolinitartigen Substanzen) und die entsprechenden der Paraschiefer in der Projektion zur Anschauung zu bringen, schlägt Verf. eine Abänderung der OSANN'schen Dreiecksprojektion vor — für Orthogesteine soll die alte OSANN'sche Methode angewendet werden, während für Schiefer unbekannter Herkunft beide Projektionsmethoden benutzt werden sollen. Die Änderung besteht darin, daß in der a-Ecke des Dreiecks $(\text{NaK})^2\text{O}$, in der f-Ecke $(\text{Fe Mn Ca Mg Ba Sr})\text{O}$, Fe^2O^3 zum Ausdruck gebracht wird und die c-Ecke für Al^2O^3 , SiO^2 freibleibt. Würde man diese ganze Menge in Rechnung stellen, so würden sich die Projektionspunkte in der c-Ecke zusammendrängen; rechnet man die in den Feldspaten an die Al-

kalien und Kalk gebundenen Mengen von Al^2O^3 und SiO^2 ab [was für Sedimente und Paraschiefer mineralogisch gar nicht begründet wäre. Ref.], so würde man vielfach negative Werte für $Al^2O^3SiO^2$ erhalten. „Um das zu verhindern, muß man das genannte Verhältnis zwischen Kalkalkalien und $Al^2O^3SiO^2$ verändern und dem Verhältnisse im Augit (Kalk : SiO^2 = 1 : 2) und Amphibol (Natron : $(Al^2O^3SiO^2)$ = 1 : 5) [??] annähern. Diese letztere Zahl muß man noch auf 4 herabsetzen, da sonst in der VII. Gruppe [GRUBENMANN's] (Chromelanitgesteine) ein negatives Al^2SiO^5 sich ergeben würde“. [Dieses willkürliche, mineralogisch in keiner Weise zu begründende Verhältnis scheint dem Ref. die Annahme des Vorschlages des Verf.'s auszuschließen, selbst wenn man die Einwendungen, die er gegen die Projektionen BECKE's (1913), LINCK's (1913) und OSANN's (1913) geltend macht, als durchschlagend anerkennen wollte. Ref.]

Milch.

Eruptivgesteine.

J. E. Hibsch: Über Trachydolerite (H. ROSENBUSCH). (Min.-petr. Mitt. 33, 496—511. 1915.)

In der vorliegenden Arbeit versucht Verf. jene zahlreichen Gesteinsarten, die sich in der Gesteinsklasse der „Trachydolerite“ im Laufe der Zeit angesammelt haben, ihrem wahren Charakter nach zu sondern und zusammenzustellen. Auf die Einzelheiten der Arbeit muß verwiesen werden, sowie auf die Tabelle, die die Einordnung der fraglichen Gesteinstypen in ein die natürlichen Verhältnisse berücksichtigendes Schema veranschaulicht. In den Arbeiten des Verf.'s (Erläut. z. geol. Karte d. böhm. Mittelgebirges) ist übrigens schon seit 1911 gegen die Einteilung von H. ROSENBUSCH in diesem Sinne Stellung genommen worden.

R. Nacken.

H. S. Washington: The Correlation of Potassium and Magnesium, Sodium and Iron, in Igneous Rocks. (Proc. Nat. Acad. of Sc. of the U. S. A. I. 574—578. 1 Fig. 1915.)

Die demnächst erscheinende Zusammenstellung von fast 10000 Analysen von Eruptivgesteinen aus den Jahren 1883—1914 bestätigt die Erfahrung, daß wie in den Komponenten der Eruptivgesteine auch in den Gesteinen selbst einerseits Kalium und Magnesium, andererseits Natrium und Eisen nahe Beziehungen zueinander aufweisen, in dem Sinne, daß mit einem hohen Wert eines Gliedes der einen Gruppe auch ein beträchtlicher Gehalt an dem andern Gliede derselben Gruppe verbunden ist, während sie bei der Vorherrschaft eines nicht korrelaten Elements aus der anderen Gruppe zurückzutreten pflegen und an ihrer Stelle das zweite Glied dieser Gruppe sich in erheblicher Menge findet. Von den Gesteinskomponenten zeigen dieses Verhalten einerseits die dunklen Glimmer,

andererseits die Alkalipyroxene und Alkaliamphibole besonders deutlich, das abweichende Verhalten des Lepidomelans ist auf Natrongesteine beschränkt; bei den Gesteinen tritt der Gegensatz besonders deutlich beim Vergleich der alkalireichen Gesteine, der seltenen Kaligesteine (Wyomingit, Orendit, Madupit, Jumillit und Verit, Leucitgesteine von Celebes und dem Gaußberg) und der sehr verbreiteten Natrongesteine hervor.

Milch.

Sedimentgesteine.

B. N. Peach: Report on Rock Specimens dredged by the „Michael Sars“ in 1910, by H. M. S. „Triton“ in 1882, and by H. M. S. „Knight Errant“ in 1880. (Proc. Roy. Soc. Edinburgh. 32. 1913. 262—291. Taf. I—IX. 1 Karte.)

Unter den Dredschgeproben der erstgenannten Expedition interessieren vor allem die Gesteine, welche in $50^{\circ} 22' N$, $11^{\circ} 44' W$ südwestlich von Mizen Head auf Irland in 1797 m in Globigerinenschlamm gefunden wurden. An diesem auf der Hauptroute der transatlantischen Dampfer liegenden Punkte fanden sich neben über 200 im Durchschnitt etwas über 7, seltener bis 15 cm Durchmesser zeigenden Geschieben der verschiedensten Gesteine viele Stücke von Kohlenaschen, Topfscherben, Rinderknochen etc., wie sie den Geologen erst in späteren geologischen Zeiten als Zeugen menschlicher Kultur interessieren werden. Unter den Gesteinen ist über die Hälfte sedimentär, Grauwacken, dunkle Schiefer und Lydite, die dem Silur der südlichen Hochlande von Schottland oder dem nördlichen Irland entstammen dürften, devonische (Glengariff-, Sandsteine aus SW-Irland, carbonische, Hornstein-führende Crinoidenkalke, die an Gesteine von Galway und Clare in W-Irland erinnern. Sandsteine mit *Schizodus* und *Edmondia* ähneln Gesteinen von der Solway-Küste im südlichen Schottland, von Londonderry und Tyrone in Nordirland. Kreide und Kreidefeuersteine stimmen mit Gesteinen von Antrim in Nordirland überein. Unter den metamorphen Gesteinen weisen Gneise und Schiefer auf den Lewisian-Gneis und die Moine-Schiefer der nordwestlichen schottischen Hochlande hin. Alte Eruptive stimmen mit solchen von Schottland und Nordirland überein, junge weisen nach den tertiären Vulkanen der inneren Hebriden und Nordirlands. Mehr als die Hälfte dieser Geschiebe zeigt Glazialschrammen, einige sind als Facettengeschiebe anzusprechen. Die Mehrzahl ist eckig, einige wohlgerundete sind früher offenbar fluvioglazial gerundet und transportiert. Unter diesen letzteren zeigen insbesondere die Kreidefeuersteine die charakteristischen, vom gegenseitigen Aufeinanderschlagen der Gerölle beim Wassertransport erzeugten, zwiebelschaligen Schlagkegel („bulbs of percussion“, „chatter marks“). Diese Glazial- und Fluvioglazialgeschiebe müssen durch Transport mittels Eisbergen in der Glazialzeit an ihren jetzigen Lagerungsort gelangt sein,

da nur während dieser die genannten schottischen und irischen Gebiete Gletscher trugen, während unter heutigem Klima auch aus anderen Teilen der atlantischen Randgebiete Eisberge nicht in jene und noch südliehere Gegenden gelangen; fand sich eine ähnliche Gesteinsgesellschaft doch selbst noch im Golf von Biscaya im Globigerinenschlamm in 4700 m unter $45^{\circ} 26' N$, $9^{\circ} 20' W$. Die allochthone Natur dieser Geschiebe geht auch daraus hervor, daß die geringen, ihnen hier und da anhaftenden Tonreste gerundete Quarzkörner von über 1 mm Durchmesser enthielten, wie sie in der Grundmasse eines Geschiebemergels etwas Gewöhnliches darstellen, während der umgebende Globigerinenschlamm im unlöslichen Rückstand 2 % eckige und gerundete Quarz- und Feldspatkörner von nur 0,09 mm führt. Die Einbettung der Geschiebe im Globigerinenschlamm war nicht vollständig, sie ragten vielmehr mehr oder minder aus demselben heraus, wie Verf. meint, infolge Strömungserosion des Schlamm Bodens. Dagegen scheinen dem Ref. die Mn-Oxyde zu sprechen, welche die dem Meerwasser frei ausgesetzten Oberflächenteile der Geschiebe, besonders stark in einem Ring über dem Schlamm Boden, überziehen. Es scheint demnach auch Lösung beteiligt zu sein, die ja durch Strömungen ebenfalls beschleunigt wird. Daß letztere wirklich wirksam sind, zeigt auch die Bewachsung der freien Geschiebeteile durch Kieselspongien, Röhrenwürmer, Hydroiden etc. Der Überzug mit Mn-Oxyden und die organische Bewachsung der freien Oberfläche ermöglichen die Geschiebe nach ihrer vertikalen Lage im Sediment zu orientieren und zeigen, daß manche aufrecht in demselben gestanden haben, sowie sie aus dem abschmelzenden Eisberg von oben herabgefallen waren.

Die Deutung der Geschiebefunde des „Michael Sars“ befindet sich im Einklang mit den Schlüssen, die man aus der Richtung der Gletscherschrammen und der Geschiebeverteilung auf dem festen Lande über die Verhältnisse der maximalen Vergletscherung gezogen hat; und ohne Schwierigkeiten lassen sich auch die Ergebnisse von COLE und CROOK (dies. Jahrb. 1912. I. - 58/60-) hier einordnen. Das Fehlen der von diesen Autoren für die Porcupine-Bank als charakteristisch festgestellten Olivingabbros unter den Geschieben der „Michael Sars“-Ausbeute zeigt, daß diese, offenbar ein denudiertes tertiäres Vulkanzentrum, vergleichbar denen von Mull, Skye oder St. Kilda, darstellende Untiefe außerhalb des Bereichs der abtragen den Wirkung jenes Eisstromes gelegen hat, dessen Eiskälber ihre Geschiebe bis in den Golf von Biscaya trugen. — Von dem Material der älteren im Titel genannten Reisen sind die Funde auf dem Wyville Thomson-Rücken von Interesse. Die Sedimente und der Untergrund dieses Rückens lassen den Einfluß der starken hinüberflutenden Strömungen erkennen. Die groben Gesteinsbrocken ergeben auch hier Moränenmaterial, dessen Anstehendes teilweise festgestellt wird. Verf. nimmt mit MURRAY an, daß dieser Rücken während der Eiszeit beträchtlich höher stand als heute, wofür auch die bekannten Funde toter Seichtwassermollusken in größeren Tiefen angeführt werden, und daß mindestens eine Eisbarriere dem Golfstrom den Eintritt in das Norwegische Nordmeer verwehrte, was

durchaus im Bereich der Möglichkeit liegt, wenn man sich auch nicht verhehlen darf, daß hierdurch allein die ja als eine allgemeine irdische Erscheinung längst erkamte Eiszeit nicht erklärt wird. Andrée.

M. Semper: Schichtung und Bankung. (Geol. Rundschau. 7. 1916. 53—56.)

Verf. war, obwohl er sich „Mühe gab, dieser Gefahr zu entgehen, einer der nicht selten vorkommenden Doppeldentigkeiten geologischer Fachausdrücke zum Opfer gefallen“, indem er die Ausdrücke Schichtung und Bankung (bei Sedimentgesteinen) gleichzeitig gebrauchte, ohne die seiner Ansicht nach verschiedene Entstehung dieser Erscheinungen dabei ausdrücklich zu betonen. Er meint, daß das Wort „Schichtung“, auch in dem vom Ref. kürzlich gebrauchten Sinne, zwei verschieden definierte Begriffe decke, nämlich 1. Schichtung im „sozusagen petrographischen Sinne“ als eine innere Textur, einen lageweisen Aufbau der Gesteinsmasse, und „Schichtung im Sinne des gewöhnlichen Sprachgebrauchs, sozusagen geologische Schichtung“, für die das Vorhandensein von Schichtfugen das entscheidende Merkmal ist. Verf. will für die erste Art den Ausdruck Schichtung beibehalten, für die zweite Art jedoch den Ausdruck Bankung einführen, dementsprechend man nun auch nicht mehr Schichtfuge, sondern Bankungsfuge zu sagen hätte, und hat sich mit dem Gedanken vertraut gemacht, daß einerseits Sedimentswechsel ohne Unterbrechung des Niederschlags und andererseits Unterbrechung des Niederschlags ohne Sedimentsveränderung Ebenen schaffen, in denen Bankungsfugen entstehen können, aber daß sie weder an jeder solchen Stelle, noch nur an solchen Stellen wirklich in Erscheinung treten. „Dann muß also irgend etwas anderes auch die eigentliche Entstehungsursache der Gesteinsbauung sein, etwas zunächst völlig Unbekanntes und nicht Erkennbares, zu dem die Beschaffenheit der Sedimentmasse erst als mitwirkend hinzutritt . . . Man möchte vielleicht an Druckwirkungen denken und sich vorstellen, daß in der Sedimentmasse durch die Last des Überlagernden parallele Spalten aufgerissen wurden, deren Lage durch die Flächen geringsten Widerstandes und anderweitige Gesteinsbeschaffenheiten bestimmt wurde. Dann entstünde 1. durch vertikalen, schwächeren und deshalb durch die Widerstandsfähigkeit der Sedimentmasse beeinflußten Druck in Sedimentgesteinen die Bankung, 2. durch horizontalen, stärkeren und die Widerstandsfähigkeit der in der Gebirgsmasse enthaltenen Gesteine restlos überwältigenden Druck die Schieferung, 3. durch inneren, nicht mechanisch, sondern chemisch-physikalisch verursachten Druck in kristallinischen Massengesteinen die Bankung. Jedoch kann man ebensogut und ebenso als Hypothese vermuten, daß in der Fels-werdenden Sedimentmasse chemisch-physikalische Vorgänge . . . unbekannter Art . . . einen inneren Druck bewirken, der allein oder in Verbindung mit dem mechanischen Druck die Bankungsfugen aufreißt.

Oder es mögen sich irgendwelche anderen Wirkungen betätigen: wir wissen nichts . . .“ Demgegenüber möchte Ref., gegen dessen Ansichten über Wesen etc. der Schichtung Verf. sich teilweise (soweit sie die Entstehung der Schichtfugen betreffen) wendet, doch betonen, daß Verf. den Beweis dafür schuldig geblieben ist, daß in Sedimentgesteinen überhaupt Bankungsfugen vorkommen, welche nicht mit Schichtflächen, d. h. Teilen früherer Lithosphärenoberflächen, zusammenfallen, also etwas anderes als Schichtfugen sind. Erst wenn ihm dieses gelungen sein wird, wird es sich darum handeln können, die Entstehung solcher reinen Bankungsfugen, die ihm selber noch so problematisch ist, weiter zu erörtern. Und gegenüber den völlig unbewiesenen „Hypothesen“ des Verf.’s wird man gut tun, so lange bei der bisherigen, gut fundierten Annahme, daß die Entstehung der Schichtungsfugen schon durch den Schichtungsakt vorbereitet wurde, zu bleiben, bis wirkliche Not dazu zwingt, zu einem Ignoramus oder einer neuen Deutung zu greifen. Denn wie es verfehlt wäre, auf der Hand liegende ungelöste Probleme nicht zu erkennen, so muß doch andererseits auch der Versuch zurückgewiesen werden, mit Hilfe philosophischer Tüfteleien Probleme zu suchen, wo keine mehr bestehen, denn die Bankung der Schichtgesteine darf auch heute noch als ein Spezialfall der Schichtung aufgefaßt werden, über deren Entstehung wir uns begründete Vorstellungen zu machen wohl in der Lage sind.

Andrée.

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

B. Sander: Über tektonische Gesteinsfazies. (Verh. geol. Reichsanst. 1912. 249—257.)

Am Aufbau der Erdrinde nehmen einen um so größeren Anteil, je tiefer wir gehen, die Tektonite ein. Als Tektonite werden die tektonisch durchbewegten Gesteine bezeichnet. Verf. versucht ein System der Gesteine vom Standpunkt der Tektonik zu geben und legt dabei die Gefügemerkmale zugrunde, die bei der Differentialbewegung entstehen und auch für ihre Summation zum tektonischen Vorgang charakteristisch sind. Es ergibt sich folgende Übersicht:

A. Nicht differential durchbewegte Gesteine. Unstetig oder nicht deformiert.

B. Differential durchbewegte Gesteine als tektonische Fazies (Tektonite) stetigen tektonischen Deformationen zugeordnet. Summation korrelierter Teilbewegung zu tektonischen Formen.

a) Gesteine mit tektonoklastischer (tektonoplastisch unbedeutender) Teilbewegung: Mylonite, Phyllonite (mit Linsenbau), umgefaltete Phyllite, zuweilen Diaphthoritmerkmale.

b) Gesteine mit BECKE’scher Schieferung als Deformationskristallolblastese.

c) Gesteine, in welchen nichtmolekulare Teilbewegung von der Umkristallisation (progressiven Metamorphose) überdauert ist.

Akataklastische Typen mit Abbildungskristallisation von Faltung, Umfaltung, Phyllitisierung. Typen mit parakristallin verlegter Reliktsstruktur. Blastomylonite (ganz oder z. T. kristallin regenerierte Mylonite). Piezokristalline Typen WEINSCHENK's (?).

C. Anhang. Tektonische Gemische aus stratigraphisch Verschiedenartigem. Komplexe Serien durch Teildeckenbildung, Umfaltung, Schuppung, Phakoidenführung, tektonische Gesteinsverknétung und Verschliefung bis zur Bildung stratigraphisch nicht mehr analysierbarer tektonischer Mischfazies. Beispiele von regionaler Bedeutung unter Phylliten.

H. L. F. Meyer.

B. Sander: Über einige Gesteinsgefüge. (Min.-petr. Mitt. 33. 547—557. 1915.)

Verf. gibt zu einer Demonstration von geregeltem Quarzgefüge, von Faltungen in kristallinen Schiefern Erläuterungen, denen folgendes entnommen sei.

Stetigkeit einer Deformation entsteht dann, wenn die Teilbewegung von Teilchen ausgeführt wird, welche klein sind im Verhältnis zum Ganzen.

Jede vor der Deformation im Körper schon vorhandene mechanische Inhomogenität lenkt und richtet entscheidend die Teilbewegung im Gefüge, so daß bei fast beliebiger Deformation des Körpers derartige vorgezeichnete Strukturen von den Teilbewegungen im Sinne der kleinsten Arbeit benutzt werden. Verschiedene Umstände bewirken die kristalline Abbildung älterer Strukturen: u. a. das gleichsinnige Fortwachsen bereits gerichteter Kristallkeime, die weitverbreitete Neigung, homoaxe Pseudomorphosen zu bilden. Endlich pflegen Neubildungen hauptsächlich in der Richtung zu wachsen, in welcher sie mehr Stoffzufuhr und weniger Widerstand finden.

Es wird die Struktur geregelter Quarzgefüge besprochen. Versuche zur experimentellen Bestätigung der für die Gesteine gemachten Annahmen werden in Aussicht gestellt.

R. Nacken.

Europa.

c) Deutsches Reich.

J. Soellner: Über Bergalith, ein neues melilithreiches Ganggestein aus dem Kaiserstuhl. (Mitt. Bad. Landesanst. 7. 415—466. 14 Fig. 2 Taf. mit Mikrophotogr. 1913.)

Verf. definiert das von ihm östlich und nördlich von Oberbergen im Kaiserstuhl bisher in 7 schmalen, bis 70 cm mächtigen Gängen aufgefundene und nach dem alten Namen für Oberbergen „Berga“ Berga-

lith genannte Gestein als ein „nur in Gangform auftretendes, porphyrisches, SiO_2 -armes, feldspatfreies und ebenso olivin- und pyroxenfreies Gestein, das durch die Mineralkombination Melilith, Hauyn, Nephelin, Biotit, Perowskit und Magnetit bei wechselndem Glasgehalt charakterisiert ist“ (p. 460). Makroskopisch ist das Fehlen von Augiteinsprenglingen in dem schwarzen, etwas pechglänzenden Gestein im Gegensatze zu allen andern basischen Gesteinen des Kaiserstuhls charakteristisch; das unbewaffnete Auge erkennt zahlreiche Hauyneinsprenglinge in $\{110\}$ bis zu 5 mm Größe, weniger zahlreiche gelbe glasige Melilithdurchschnitte, einige Apatitnadeln und kleine Körner von Eisenerz und Perowskit. Das Mikroskop zeigt die genannten Einsprenglinge und örtlich Reste von resorbiertem Agirinangit, dessen Resorptionsprodukte Melilith sind, in einer wesentlich aus Melilith, Hauyn, Nephelin, Biotit, Perowskit, Magnetit und braunem Glas gebildeten Grundmasse.

Der Melilith erscheint in beiden Generationen gut begrenzt, tafelig nach $\{001\}$, achtseitig begrenzt durch $\{110\}$ und $\{100\}$, zu denen sich auch $\{310\}$ gesellt, bisweilen tritt auch $\{111\}$ und $\{201\}$ auf, gelegentlich verzwillingt nach (201) und nach (101) ; die Gemengteile der Grundmasse sind ausgesprochen dünnstafelförmig. Der optische Charakter ist stets negativ. Sehr schön ist die Pflockstruktur entwickelt, die sich hier als zweifellos sekundär erweist; der Melilith ist randlich unter schärfster Erhaltung der äuferen Form in eine farblose wasserklare Substanz umgewandelt, die zapfenförmig tief in das Innere des frischen Meloliths hineingreift, bei weiterem Vorschreiten den Melilith in eine Reihe von unregelmäßig begrenzten Kernen zerlegt und ihn schließlich ganz verdrängt. Die neugebildete Substanz hat sehr niedrige Lichtbrechung (ungefähr gleich der des Hauyns) und äußerst schwache Doppelbrechung; der Charakter ist, bezogen auf die Orientierung des Meloliths, negativ. Die Pflocksubstanz wird von HCl nicht angegriffen, so daß durch Behandeln des Pulvers mit HCl und Trennung des unlöslichen Restes mit Hilfe von schweren Flüssigkeiten ganz reines Analysenmaterial gewonnen werden konnte. Die von Prof. DITTRICH ausgeführte Analyse führte auf die Formel $(\text{H}, \text{K}, \text{Na})^2(\text{Mg}, \text{Ca})(\text{Al}, \text{Fe})^2\text{Si}^{10}\text{O}^{25} + 9\text{H}_2\text{O}$, die als Hydrat eines sauren dimetakieselsauren Salzes aufgefaßt werden kann; Verf. nennt die Substanz *Deecketit*.

Der *Deecketit* geht bei weiterer Zersetzung in ein serpentinartiges Mineral über, das in ihm ganz ähnliche Pflockstruktur erzeugt wie der *Deecketit* im Melilith hervorbringt.

Das Fehlen des Pyroxens erklärt Verf. durch den ungewöhnlichen Reichtum des Gesteins an Melilith; Schmelzhöfe um Augitreste bestehen aus Melilithkristallchen in paralleler Anordnung, und Resorptionsreste von Augit finden sich als Einschluß in einheitlichen Melilithkristallen. Von der Beschreibung der übrigen Gemengteile kann hier nur auf das Auftreten sternförmiger Skelettformen des Perowskites hingewiesen werden, die „als ursprünglich reguläre Wachstumsformen mit einem be-

	Analysen- werte	auf 100 % berechnet	aus der Formel berechnet
SiO ²	61,94	62,19	63,04
Al ² O ³	9,99	10,03	9,70
Fe ² O ³	1,56	1,57	1,52
MgO	2,23	2,24	2,11
CaO	3,15	3,16	2,93
Na ² O	0,17	0,17	0,15
K ² O	2,25	2,26	2,24
H ² O — 110°	5,48		
H ² O + 110° — 180° . .	10,93	18,31	16,92
H ² O + 180°	1,90	18,38	18,33
			1,41
Sa.	99,60	100,00	100,02
Spez. Gew.	2,1	—	—

schleunigten Wachstum in der Richtung der drei kristallographischen a-Achsen“ aufgefaßt werden.

Die chemische Zusammensetzung des Bergalith von dem mächtigsten Gang am Südfuß des Heßleiterbuchs bei Oberbergen zeigt die von Prof. DITTRICH ausgeführte Analyse (I); unter II sind die Zahlen angeführt, die sich bei dem Versuch ergeben haben, die Zusammensetzung des frischen Gesteins durch Abzug von CO² und des durch die Entstehung des Deekeit von außen aufgenommenen Wassers annähernd zu berechnen.

	I.	II.
SiO ²	33,03	37,15
TiO ²	1,35	1,52
Al ² O ³	13,02	14,65
Fe ² O ³	4,73	5,33
FeO	5,60	6,30
MnO	0,40	0,45
MgO	3,97	4,47
CaO	12,72	14,31
Na ² O	5,79	6,52
K ² O	3,04	3,42
H ² O — 110°	1,45	0,55
H ² O + 110° — 1300° . .	4,55	2,60
P ² O ⁵	0,58	0,65
CO ²	8,42	—
SO ³	0,99	1,11
Cl	0,88	0,99
	100,52	100,02

Die aus II berechnete, mineralogische Zusammensetzung des frischen Gesteins ergibt hiernach: 30—40 % Melilith, ungefähr 20 % Hauyn, 10 % Nephelin, 10—15 % Biotit, 3 % Perowskit, 3 % Magnetit,

1% Apatit, Rest Glas usw. Von den anderen Melilith führenden Ganggesteinen unterscheidet sich der Bergalith chemisch durch einen geringen Gehalt an MgO und die hohen Werte für die Alkalien, mineralogisch durch das Fehlen des Pyroxens und des Olivins. Milch.

W. Meigen und G. Stecher: Chemische Untersuchungen über die Gesteine der Limburg bei Sasbach am Kaiserstuhl. (Mitt. Bad. Geol. Landesanst. 8. 163—190. 4 Fig. 1915.)

Im Anschluß an die Untersuchungen SOELLNER's, der in dem Limberg bei Sasbach, dem Reste eines Schichtvulkans, zwei verschiedene, durch tertiäre (dem obersten Oligocän oder untersten Miocän zugehörige) Schichten getrennte Eruptionsperioden erkannt hatte, haben die Verf. eine Reihe von Gesteinen analysiert. Der Untersuchung wurden unterworfen:

A. Der älteren Eruptionsperiode zugehörig:

- I. Dunkelgrüner Limburgit (wahrscheinlich aus Lagen nahe der Unterseite des Stromes) aus dem Steinbruch an der Limburg gegenüber Sasbach an der Südostseite des Berges.
- II. Braune Varietät aus dem gleichen Strom, wenige Meter über der Steinbruchsohle austehend (nach SOELLNER einem völlig glasfreien Nephelinbasanit entsprechend).

B. Der jüngeren Eruptionsperiode zugehörig:

- III. Limburgit aus dem Steinbruch nördlich der Ruine auf dem Westhange des Limberges gelegen, aus dem tieferen Teile eines Stromes.
- IV. Limburgit von einem Felsen nördlich oberhalb des großen Steinbruchs an der Südostseite auf der Höhe des Berges austehend, die einzige Probe mit reichlichem braunen, anscheinend auf die oberflächlichen Teile der Ströme beschränkten Glas.

Ferner wurden analysiert:

- C. Nephelinbasalte vom Fuß des Litzelberges (östlich vom Limberg), die SOELLNER mit der ältesten vulkanischen Bildung des Limberges, einem von KNOP und GRAEFF erwähnten, heute durch große Schuttmassen verdeckten schwarzen Gestein von der Südostseite des Limberges in Beziehung bringt:

- V. Westlich neben der Bierhalle an der Straße von Sasbach nach Markolsheim (von der Oberfläche des Stroms).
- VI. Aus dem Innern des Bierkellerstollens, frisch, trotz mikroskopischer Übereinstimmung wohl nicht nur durch größere Frische stofflich von V. unterschieden (aus tieferen Teilen desselben Stromes).

D. Tephrit vom Eichert südlich von Sasbach:

- VII. Grauschwarzer, ziemlich feinkörniger Tephrit vom Steinbruch am Eichert.

Die Analysen werden hier in der von den Verf. in ihrer Tabelle angewendeten Form abgedruckt (Umrechnung der mit lufttrockenem Material angestellten Analyse auf den Wassergehalt bei 120° und Abrundung auf eine Dezimale).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Si O ²	41,5	42,5	42,0	41,7	41,3	40,6	44,0
Ti O ²	3,5	2,9	2,9	3,4	2,5	2,7	2,7
Al ² O ³	12,8	15,6	12,0	14,3	17,0	14,8	15,9
Fe ² O ³	4,8	8,8	11,1	6,0	5,1	6,1	5,5
FeO	7,3	3,9	4,1	6,2	6,3	6,2	5,9
Mg O	11,4	8,5	6,6	8,7	7,6	9,1	5,6
Ca O	12,1	12,1	14,0	12,3	11,5	12,2	12,7
Na ² O	2,8	3,2	3,1	2,0	2,1	3,4	3,3
K ² O	1,3	1,7	1,6	2,8	0,6	1,2	2,3
H ² O	2,6	1,3	0,8	1,7	6,1	3,7	1,4
CO ²	0,1	0,3	0,8	0,2	0,4	0,3	0,1
P ² O ⁵	—	0,1	0,6	0,3	—	—	0,3
SO ³	—	0,1	0,6	—	—	—	—
Cl	—	—	0,1	0,2	—	—	0,1
Sa.	100,2	101,0	100,3	99,8	100,5	100,3	99,8
Spez. Gew.	3,052	3,070	3,045	2,989	2,987	3,078	2,922

Milch.

M. Schuster: Mikroskopische Untersuchung von Tonsteinen und verwandten Gesteinen aus dem Rotliegenden der nordöstlichen Rheinpfalz. (Geognost. Jahresh. 26. 163—186. 1 Abb. 1 Taf. München 1913.)

„Tonsteine“ der oberen Kuseler Schichten der nordöstlichen Rheinpfalz erwiesen sich als feinkörnige Gemenge von Quarz, Feldspat, Muscovit; Beimengungen von Kalk kommen vor, Tonsubstanzen lassen sich mikroskopisch kaum nachweisen. Eruptivmaterial fehlt. Analyse I bezieht sich auf einen derartigen Tonstein der Odenbacher Schichten von der Waschkaut bei Quirnbach (Bl. Zweibrücken).

Die Tonsteine der Lebacher Schichten bis zu den Olsbrücker Schichten gleichen in den feinkörnigen Varietäten den Gesteinen der Kuseler Schichten; unter ihnen kommen aber auch Arkosen vor.

In den Tonsteinen der Olsbrücker Schichten treten zum erstenmal Porphyrbestandteile teils als Beimischung, teils vorwiegend auf. Ein Kieseltonstein (Bandjaspis) vom Fuchshof bei Mariental am Donnersberg zeigt die unter II mitgeteilte chemische Zusammensetzung, die Ref. mit der mikroskopischen Beschreibung nicht in Übereinstimmung bringen kann: „Das Gestein besteht mikroskopisch aus feinstem Kieseläurematerial, das, wo es nicht bis fast zur Dunkelheit schwach polarisiert, kleinste Partikelchen von Quarz und Glimmerschüppchen eingestreut erkennen läßt.“

In den Hochsteiner Schichten treten im Liegenden des Grenzlagers Breccien von Quarz, Feldspat (Orthoklas), Biotit und Bruchstücken permischer Eruptivgesteine auf. Ferner enthalten sie ein porphyritisches Material teils vererzt, teils chloritisiert, das auch in den dem Grenzlager eingelagerten Breccien und in dessen Hangendem sich findet; diese Umwandlungsvorgänge haben sich nach Ansicht des Verf.'s abgespielt, bevor das Material in die Breccien gelangte — das Gestein wird daher auf ältere „Intrusivmasseu, wohl im Pfälzer Sattel, vielleicht kuselitischer oder porphyritischer Natur“ (p. 182) zurückgeführt. Ein als Bindemittel in diesen Breccien häufiges, farbloses bis blaugrünes, feinstschuppiges, schwach licht- und doppelbrechendes Mineral erinnert an Seladonit; seine Zusammensetzung ergibt die Analyse III a, der in HCl lösliche Anteil (36,48 %) eines brecciösen Gesteins vom Pfarrwald bei Hochstätten, dessen Bauschanalyse unter III mitgeteilt wird, und dessen unlöslicher Teil die Zusammensetzung von III b aufweist. Auch unter den tuffartigen Einlagerungen im Grenzlager spielen die veränderten Porphyrite eine große Rolle. Die brecciösen Gesteine des Hangenden gleichen durchaus denen des Liegenden; Tonsteine im eigentlichen Sinne gleichen den entsprechenden Gesteinen des Unterrotliegenden.

	I.	II.	III.	III a.	III b.
Si O ²	80,92	82,19 ¹	68,62	51,69	78,33
Al ² O ³	11,78	9,39	20,78	27,37	16,26
Fe ² O ³	1,86	1,03	2,68	3,42	2,25
Mg O	0,65	0,14	2,17	4,65	0,74
Ca O	0,33	0,34	0,82	1,84	0,24
Na ² O	0,62	2,53	0,75	1,45	0,34
K ² O	1,37	4,28	1,84	3,34	0,99
H ² O	1,77	0,83	3,14	6,85	1,26
Feuchtigkeit . . .	—	—	0,16	—	—
	99,30	100,73	100,96	100,61	100,41
	IV.	V.	VI.		
Si O ²	77,35	79,73	49,25		
Al ² O ³	14,27	12,45	38,89		
Fe ² O ³	1,57	0,50	0,81		
Mg O	0,29	0,14	0,36		
Ca O	0,15	0,61	0,15		
Na ² O	0,32	0,27	0,39		
K ² O	1,78	1,71	2,01		
H ² O	2,76	2,24	5,90		
S O ²	0,12	—	—		
Fe	0,95	0,34	0,57		
S	1,09	0,38	0,65		
	100,65	98,37	98,98		

¹ einschließlich TiO².

In den Winnweiler Schichten gleicht ein Teil der Tonsteine durch Fehlen von Eruptivmaterial den Gesteinen des Unterrotliegenden, in anderen spielt jedoch Porphyrdetritus eine bedeutende Rolle. Zu diesen letzteren werden Gesteine von der Steinkaut bei Dannenfels östlich vom Donnersberg gerechnet (Anal. IV und V); von dem gleichen Fundpunkt stammt das Material zu Analyse VI.

Für die „Mikroskopische Detailbeschreibung“ muß auf das Original verwiesen werden.

Alle Analysen sind von A. SCHWAGER ausgeführt. Milch.

d) Holland. Belgien.

C. Herrmann: Die irreführende Bezeichnung „belgischer Granit“. (Zeitschr. f. prakt. geol. 23. 1915. 170—171.)

Das schwarzgraue carbonische Gestein von Ecaussinnes, Soignies, Yvoir, Esneux, Sprimont, Poulseur und anderen Orten in Belgien ist kein Granit. Verf. schlägt dafür den Namen „belgischer Fossilien-Marmor“ vor.

A. Sachs.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Allgemeines.

Fr. Beyschlag: Über die aus der Gleichheit der „Geologischen Position“ sich ergebenden natürlichen Verwandtschaften der Erzlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 23. 1915. 129—137.)

Neben Form, Inhalt und Entstehung stellt Verf. die „Geologische Position“ in den Vordergrund. Er versteht darunter die Summe aller Beziehungen, die die Erzlagerstätte mit ihrer Umgebung verknüpfen. So gelangt man zu interessanten Beziehungen verwandtschaftlicher Art zwischen stofflich bald einheitlichen, bald ziemlich weit voneinander verschiedenen, der Form nach oft stark voneinander abweichenden, dabei vielfach — wenn auch nicht ausnahmslos — räumlich benachbarten Lagerstätten, die sich zu natürlichen Gruppen und Bezirken vereinigen, für die Verf. die Bezeichnung „Lagerstätten-Provinzen“ vorschlägt. Die Gemeinsamkeit der Geologischen Position in einer solchen Provinz kann z. B. in der Abhängigkeit von dem gleichen oder gleichartigen Magmaberde bestehen, wie bei den permischen Kupfererzen Deutschlands, deren Ursprung wohl aus dem magmatischen Herde der permischen Eruptiva abzuleiten ist. Noch augenfälliger tritt die Gleichheit der Geologischen Position bei gewissen Mangan- und Eisenerzvorkommen hervor, und zwar durch vier Momente: 1. die Abhängigkeit von einer alten Landoberfläche; 2. die gemeinsame

Entstehung durch Verwitterungsvorgänge auf dieser Landoberfläche; 3. die freilich durch nachträgliche Umbildung mehrfach veränderte, ursprünglich aber überall vorhandene Gel-Natur der Erze; 4. die Bildung aus deszendierenden Lösungen.

Zur Illustrierung einer solchen Gruppe wählt Verf. die deutsche kontinentale Mangan-Eisenerz-Provinz, deren Erzablagerungen durch Verwitterungsvorgänge der präoligocänen Landoberflächen gebildet wurden. Verf. schildert detailliert die Verbreitung dieser präoligocänen „Fastebene“ mit ihren Erzen im Thüringer Wald, im Fichtelgebirge, im Erzgebirge, im fränkischen Jura, im Harz und im Rheinischen Schiefergebirge.

A. Sachs.

Eisenerze.

F. P. Müller: Die Magneteisenerzlagerstätten von Cogne (Piemont). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 23. 1915. 177—186.)

Die Arbeit zerfällt in folgende Teile: 1. Einleitung. 2. Geologische und petrographische Notizen. 3. Die Erzlagerstätten. 4. Überblick und Zusammenfassung.

Die Magnetiterzvorkommen von Cogne erweisen sich genetisch als magmatische Ausscheidungen in basischem Eruptivgestein. Ihre Entstehung gehört zeitlich vor die Alpenfaltung.

Hierzu gegensätzlich sind die Magneteisenerzlagerstätten von Traversella erst nach der Alpenfaltung entstanden und sind ihrer Natur nach Kontaktbildungen. Daraus erklären sich die großen Unterschiede in der Ausbildungsform der beiden Lagerstätten von Cogne und Traversella: bei ersterer kompakte Erzkörper in Serpentingestein mit ausschließlicher Erzführung von Magnetit, bei letzterer unregelmäßige, von Gangmasse durchsetzte und umschlossene Erzstöcke und Lagen von kristallinem Magneteisen in reichlicher Begleitung durch Sulfide der Metalle Eisen, Kupfer, auch Blei und Molybdän.

A. Sachs.

C. Gäbert: Die Raseneisenerzlager bei Buchholz, Markendorf und Mellendorf im unteren Allertal, nördlich Hannover, nebst Bemerkungen über Raseneisenerze im allgemeinen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 23. 1915. 187—194.)

Es werden besprochen: Lage und Ausdehnung der Erzlager — Beschaffenheit der Lagerstätten, Struktur des Erzes — Mikroskopisches Gefüge — Chemische Beschaffenheit — Erzmenge — Abbau — Aufbereitung — Rentabilität — Erzvorräte. Nach EINECKE und KÖHLER sind im ganzen Deutschen Reich noch 20 000 000 t abbaufähiger Raseneisenerze vorhanden, die wegen schlechter Frachtverhältnisse nur mit 10 000 000 t berücksichtigt werden können.

A. Sachs.

Zinnerze.

R. Beck: Die Zinnerziagerstätten von Graupen in Böhmen. (Jahrb. geol. Reichsanst. 1914. 64. 269—306. 5 Taf. 15 Textfig.)

I. Die allgemeinen geologischen Verhältnisse und die verschiedenen Gesteinsarten. — Etwas westlich vom eigentlichen Graupener Gebiet werden die Gneise des südöstlichen Steilabfalls des östlichen Erzgebirges von dem mächtigen Stock des Teplitzer Quarzporphyrs durchsetzt, der auch Abzweigungen in die Gneise hinein entsendet. Mehrere andere Porphyrgänge sind bei Graupen nachgewiesen. Dem Empordringen des Teplitzer Quarzporphyrs folgten mächtige Gänge von Granitporphyr, die in der Fortsetzung des bekannten Granitporphyrganges von Altenberg liegen. Der Teplitzer Quarzporphyr überlagert unweit Altenberg flözführendes Carbon und wird westlich Obergraupen von einem im Ausstrich von NW nach SO 1 km messenden Granitstock durchsetzt, der für die Entstehung der Zinnerze ungemein wichtig ist. Im übrigen treten granitische Gesteine nur als Gänge auf: die vulkanische Tätigkeit, die im Tertiär das bei Teplitz beginnende Böhmisches Mittelgebirge aufbaute, hat ihre Spuren hinterlassen in den die Zinnerzgänge übersetzenden „Blauen Klüften“, die sich als stark zersetzte Basaltgänge erweisen.

Die Gneise des Graupener Zinnerzgebiets sind hauptsächlich Ortho-Biotit-Gneise. Muscovitgneise und eingelagerte Hornblendegneise finden sich nur spärlich. Stellenweise werden die Gneise von Lamprophyrgängen durchsetzt.

Der Granit von Obergraupen ist vorherrschend feinkörnig und nähert sich in Gefüge und Zusammensetzung sehr dem Altenberger Granit. Die Hauptgemengteile sind Orthoklas und Albit, z. T. perthitisch verwachsen, Quarz und ein dunkler Glimmer. In kleinen Hohlräumen findet sich Eisenglanz. Das Kleingefüge geht in weitem Maße von dem rein granitischen in das aplitische über. Den Graupener Granitstock durchziehen besonders in seinen randlichen Teilen häufig dunkelgraue Greisenbänder. In diesen ist beiderseits einer zarten, mit Quarz, zuweilen auch mit Lithioglimmer, Topas und Zinnstein erfüllten Kluft der Granit ganz umgewandelt; Feldspat und brauner Glimmer ist durch Quarz, Topas sowie farblosen oder dunkelgrünen Lithioglimmer ersetzt. Manche Greisenbänder sind äußerst topasreich; vereinzelt bildet der Topas Pyknitgarben.

Unmittelbar am Graupener Granitstock, in der Preißelberger Pinge, wird der Granitporphyr von porphyrischem Mikrogranit injiziert. Dunkelgraue Zwitterimprägnationsbänder, die den Abbau auf Zinnerz veranlaßt haben, durchziehen, sich gut von den unveränderten Gesteinen abhebend, in schwebender Lagerung oder mit nur schwachem Einfallen beide Felsarten. Nur manchmal lassen sich die Zuführungen als wesentlich mit Quarz, außerdem mit mikrokristallinem Topas, etwas Lithioglimmer und Zinnstein erfüllte Spältchen erkennen. Hier und da erweitern sich die Zubringerklüfte zu kleinen Drusen mit

Quarz, Flußspat, dunklem Glimmer, Steinmark und Zinnstein. Im allgemeinen war der Zinngehalt erst in den aufbereiteten Zwittern festzustellen, wobei auch etwas Eisenkies und Zinkblende nachgewiesen wurden. Bei der Veränderung des porphyrischen Mikrogranits zu Greisen werden zuerst die Orthoklaseinsprenglinge umgewandelt. Schon in dem anscheinend noch unbeeinflußten Gestein nahe den Zwitterbändern ist Flußspat in die Feldspäte eingewandert. Später folgen Topas, Quarz und Lithionglimmer und verdrängen schließlich die Feldspatmasse. Die Quarzeinsprenglinge dagegen haben sich nur mit neugebildetem Quarz in gleicher Orientierung umgeben, der reichlich Zinnstein und Topas einschließt. Die sehr feinkörnige, sehr feldspatreiche und quarzarme Grundmasse ist zu einem viel gröberkörnigeren Gemenge von Quarz und Topas nebst etwas Lithionglimmer und Zinnstein geworden. Der Topas ist selten von Kristallflächen begrenzt; gewöhnlich bildet er längliche Körner, die sich randlich mit Quarz verzahnen und diesen auch umschließen. Zuweilen nimmt der Topas $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ der Gesteinsmasse ein; in anderen Fällen ist er kaum nachzuweisen. Der Zinnstein häuft sich z. T. randlich in den Quarzeinsprenglingen an, z. T. ist er im Greisen verstreut. Mit Topasreichtum scheint Zinnreichtum verbunden zu sein. — Ganz ähnlich vollzieht sich auch die Umwandlung beim Granitporphyr.

Der feinkörnige biotitarme Ganggranit des Mahler Zuges „im Knödel“ nordöstlich von Graupen ist ebenfalls von vielen Zwittertrümmern durchsetzt und z. T. von diesen aus ganz in zinnsteinführenden und sehr topasreichen Greisen umgewandelt, auf dem der Bergbau beruhete. Am edelsten sind die sehr viel schmutziggrünen Lithionglimmer enthaltenden Greisen. In die Gneiseinschlüsse des Granits ist reichlicher Lithionglimmer, Topas und Flußspat eingewandert, während Glimmer und Feldspat zerstört sind.

Die Greisenumwandlung der stockförmigen, aus Orthoklas Albit und Quarz bestehenden Aplitmasse der Zwickenberg führt zunächst zu lichten feinkörnigen Abarten, die dem Aplit noch recht ähnlich sehen, jedoch den Feldspat schon verloren haben. Weiter fortgeschrittene Umwandlungsstufen stellen violette oder dunkelgraue Gesteine mit viel Flußspat und dunklem Lithionglimmer dar, sowie grobkörnige und z. T. drusige Ausbildungen mit bis erbsengroßen Quarzkörnern, unvollkommenen Quarzkristallen und manchmal viel Steinmark, Zinnstein ist mit Lupe stets zu erkennen, wird aber auch oft größer. Arsenkies ist sehr häufig. Die ursprünglichen geschwefelten Kupfererze sind meist in die kohleusauren Verbindungen übergeführt. Die Greisenumwandlung äußert sich u. d. M. in einem Ersatz der Feldspäte durch Quarz, Topas, Lithionglimmer, Flußspat, Eisenglanz, Zinnstein, Arsenkies und Kupferkies. Auch die Aplitquarze sind völlig umkristallisiert. Manche Abarten sind ungemein topasreich. Zersprungene Topase können von Flußspat verheilt werden, der überhaupt meist die jüngste Bildung ist. Winzige Rutilnädelchen inmitten des Flußspats werden auf den Titangehalt der Aplitbiotite zurückgeführt. Wo der Aplit die Gneise durch-

trümert, werden auch diese in einer Breite von 1—2 cm verzwittert. Ein Probepochen von der Halde ergab 1,02 % Sn, 0,1 % Bi und 0,25 % Ca. Nur selten finden sich Stufen von zinnsteinführenden Quarzgängen. Nördlich der Zwickenpinge steht ein Gangquarz mit Molybdänglanz an.

Nahe der Haltestelle *Mariaschein* wurde in einer alluvialen Geröllschicht ein Zinnsteingehalt von $\frac{1}{2}\%$ festgestellt.

II. Erzgänge. — Die Erzgänge verteilen sich auf drei Reviere: 1. das Steinknochener, 2. das Mückenberger oder Obergraupener Revier, 3. das Knödeler Revier.

1. Das Steinknochener Revier. — In diesem Revier ist der Luxer (*Lucaszechner*) Gang am genauesten bekannt und verdient wegen seines besonderen mineralgenetischen Interesses eine ausführliche Besprechung. Der Gang setzt im Gneis auf, streicht N—S und weicht hierin von den meisten übrigen Gängen des Steinknochener Reviers ab, die etwa ONO streichen. Im Mittel beträgt die Gangmächtigkeit 0,24 m, die der Zwitterimprägnationsränder 0,07 m. Stellenweise ist der Gang in 3 bis 4 Trümer zerschlagen. Zuweilen umschließt er kleinere, stark zersetzte Gneisschollen.

Die Zusammensetzung des Ganges ist nicht gleichmäßig. Im allgemeinen herrscht milchweißer, gewöhnlich etwas querstenglicher und drusiger Quarz vor. Manche Trümer sind dagegen, ganz oder z. T., aus ziemlich grobkörnigem Orthoklas-Perthit und violblauem Flußpat aufgebaut. Ferner brechen dunkelgrüner Lithionglimmer und weißliches Steinmark ein. Apatit, im allgemeinen selten, wurde stellenweise in reichen Massen angehauen. Das Hauptterz sind bräunliche oder gelbliche Zinngraupen. In Quarz ist bisweilen etwas Wolframit eingewachsen, der sich in manchen Gangteilen ziemlich anreichert. In gewissen Abschnitten trifft man etwas gediegen Wismut, nur ganz vereinzelt in Quarzdrusen Emblektitnädelchen. Nur ganz spärlich ist Pyknit vorgekommen. Sehr selten ist Triplitt, nur einmal (als Drusenmineral) beobachtet Scheelit. Die Flußpat führenden Gangteile enthalten ganz selten Kupferkies nebst seinen Zersetzungsprodukten, Malachit und Lasur, sowie Bleiglanz. Untergeordnete jüngere Bildungen sind schließlich Schwerspat und Braunspat. Schätzungsweise ist die durchschnittliche Zusammensetzung etwa: Quarz 61 v. H., Glimmer 18 v. H., Feldspat 11 v. H., Steinmark 5,5 v. H., Flußpat 4,5 v. H.

Das Ganggefüge ist vorwiegend massig-grobkörnig. Die perthitisch-flußspäten Abschnitte sind z. T. breccienartig zerdrückt.

Neben quarzreichen Trümern hat der Gneis seinen Feldspat verloren, ist verquarzt und mit grünem Lithionglimmer nebst etwas Flußpat und Zinnstein durchtränkt. Neben den Perthit-Flußpat-Trümern hat sich der Orthoklas im Gneis erhalten und ist sogar anscheinend durch jüngeren perthitischen Orthoklas vermehrt worden. Typische Topasierung des Nebengesteins wurde nicht beobachtet.

Form und Verteilung der Mineralien werden durch 7 Gangbilder veranschaulicht. Im ersten Bilde besteht die Gangmasse etwa zur Hälfte

aus Quarz, der an zwei Stellen mit freien Kristallendigungen in Drusen hineinragt. Die eine der Drusen enthält außerdem Flußspatkristalle, während die andere von Brauner Spat ausgefüllt ist. Der Quarz wird durch eine Feldspatmasse zerteilt, die wieder Adern von Lithionglimmer, von den Salbändern ausgehend, durchsetzen. Am hangenden wie am liegenden Salband sieht man auch eine kleine Strecke im Streichen je eine etwa $\frac{1}{10}$ der Gangmächtigkeit einnehmende Zinnsteinausreicherung; schließlich keilt sich vom hangenden Salband eine Wolframitzunge bis auf $\frac{1}{2}$ der Gangmächtigkeit in den Quarz hinein. Der zweite Anbruch zeigt ein ähnliches Gepräge. In die im Quarz liegende geschlossene Feldspatmasse spitzt sich vom liegenden Salband her ein einheitliches Lithionglimmerdreieck hinein, während vom Hangenden her ein Wolframitklumpen fast über die ganze Gangmächtigkeit durch den Quarz einschiebt und an der einen Auskeilung des Feldspats mit diesem verwächst. Zwei Zinnsteinanreicherungen besäumen kurze Strecken des liegenden Salbandes; eine zieht sich durch das Glimmerdreieck hindurch. An einer Stelle bricht auf dem liegenden Salband Apatit-Flußspat in ziemlicher Ausdehnung ein. Im dritten Bilde zieht sich durch die Mitte der quarzigen Gangmasse ein Streifen, in dem Quarz von vielen Feldspatinseln unterbrochen ist. Von den Salbändern spießen 6 getrennte zackige Wolframitpartien in den Gang auf $\frac{1}{10} - \frac{1}{4}$ seiner Mächtigkeit hinein. Ein zinnsteinreiches Bogenzentrum läuft von der Liegendgrenze in den Gneis. Der vierte Anbruch zeigt den Gang in drei Trümer zerschlagen. Das Haupttrum besteht aus einem körnig-kristallinen Gemenge von Flußspat und Perthit; die Begleittrümer, nur wenige Zentimeter mächtig, sind quarzig, eines davon enthält mehrere Zinnerzanhäufungen. Im nächsten Gangbilde ist das Haupttrum zu $\frac{2}{3}$ rein quarzig, im übrigen wird der Quarz großenteils durch Glimmer ersetzt, der streckenweise von Feldspat eingefaßt wird. Die beiden schmalen Nebentrümer sind quarzig. Im sechsten Anbruch ist die Gangmasse teils Quarz, teils Flußspat-Perthit. Der Quarz ist hier durch ein zinnerzführendes Quarzgängchen verworfen. Im letzten Bild ist der Luxer Gang als Linsengang ausgebildet mit einer Reihe unregelmäßiger Trümer. Die Gangfüllung ist überwiegend Flußspat-Perthit, aus dem z. T. der Flußspat verschwindet. Namentlich an den Salbändern finden sich Glimmeranhäufungen. Deutliche Zwitterräder fehlen hier.

Dünnschliffbeobachtungen. Die großen, oft stengelig gezeichneten Quarze enthalten viele Flüssigkeitseinschlüsse. Sie sind stark gespaut und von zwei sich stumpfwinkelig schneidenden Systemen feinster Spältchen durchzogen. Das Mineral ist z. T. älter als der Feldspat, z. T. gleichalterig mit ihm. Der Orthoklas ist gewöhnlich mit Albit verwachsen, der auch selbständig auftritt. Die Zusammensetzung eines möglichst reinen Orthoklas-Perthites ist unter A aufgeführt. Es ist ein älterer, gewöhnlich lichtlachsroter Feldspat von einem jüngeren, mehr gelblich-weißen, meist albitischen Feldspat zu unterscheiden. Der jüngere Feldspat umgibt den älteren, sowie unversehrte Flußspäte, Glimmer und Zinnstein und schließlich auch Flußspatscherben und stark korrodierte

Apatite oft in eisblumenartigen Wachstumsformen. Die Feldspatbildung erstreckt sich also über eine lange Zeit, sie schließt erst in einem verhältnismäßig späten Abschnitt der Ganggeschichte ab. Ebenso wie Feldspat tritt auch der Flußspat und Lithionglimmer in mehreren Generationen auf. Für die Meinung der Bergleute, die die glimmerreichen Gangteile für die edelsten halten, spricht u. a. die Beobachtung, daß Glimmerblättchen nicht selten Zinnstein, manchmal sogar in großen Mengen, einschließen. Apatit ist sehr gewöhnlich in den feldspätig-flußspätigen Gangteilen. In einem solchen ungewöhnlich apatitreichen Anbruch nahm der Apatit etwa die Hälfte der Gangmasse ein. Seine Zusammensetzung ist unter B wiedergegeben. Triplite ist im Dünnschliff farblos oder wolkig lichtkaffeebraun getrübt. Zahllose unregelmäßige Sprünge durchsetzen ihn; gesetzmäßige Spaltbarkeit fehlt. Das Brechungsvermögen ist weit höher als das des Kanadabalsams, die Doppelbrechung ist etwa die des Apatits. Topas ist im Gegensatz zu den übrigen Graupener Gängen auch u. d. M. nur spärlich zu entdecken. Zirkon wird als eigentliches Gangmineral angesprochen. Der Zinnstein bildet neben den gewöhnlichen Visiergruppen untergeordnet strahlig-büstelige Krusten oder Nieren von mikroskopischen Ausmaßen. Wolframit scheint nur in ganz dünnen Schliffen durch.

Klassifikation. Der Luxer Gang ist als ein durch hohen Flußspatgehalt ausgezeichneter zinnerzführender pegmatitartiger Gang zu bezeichnen. Verf. erinnert vergleichsweise an die aus Alkalifeldspat, Flußspat und Eisenglanz bestehende Gangmasse von Rien im Kristiania-Gebiet, die V. M. GOLDSCHMIDT als pneumatolytische Grenzbildung des Granits betrachtet.

A.	B.
Perthit	Manganreicher Fluorapatit
vom Luxer Gang, Obergruppen	vom Luxer Gang, Obergruppen
SiO ₂	CaO
62,91 v. H.	50,39 v. H.
Al ₂ O ₃	MnO
19,31	4,27
Fe ₂ O ₃	FeO
1,06	1,06
CaO	P ₂ O ₅
0,44	41,14
MgO	F
0,28	2,25
K ₂ O	Cl
12,87	0,01
Na ₂ O	SiO ₂
3,38	0,57
100,25	99,69
	Glühverl. . . + 0,85
	100,54

Dem Luxer Gang eng benachbart wurde ein 1,7 cm mächtiges Gängchen angefahren, das neben etwas Orthoklas fast ganz aus hellem bis weißem Zinnstein bestand und dessen Salbänder hauptsächlich aus Glimmer gebildet waren. Die meisten übrigen Gänge des Reviers waren sehr quarzig und, besonders am Salband, topasreich. Manche waren von 1—10 cm breiten Zwitterrändern umgeben, in denen ein Gemenge von Quarz und Topas im Verhältnis 10:1 bis 20:1 nebst etwas Lithion-

glimmer, Flußspat und Zinnstein den Gneisfeldspat ganz, den Biotit fast ganz verdrängt hat.

2. Das Mückeberger Revier am Mückenberg. — Von den Gängen war der Quarzfläche vorwiegend von Quarz, Orthoklas, Lithionglimmer, Flußspat und Zinnstein ausgefällt. Zuweilen folgten vom Salband nach der Mitte Bänder von Flußspat, Glimmer, Flußspat und Zinnstein aufeinander. Untergeordneter treten gediegen Wismut und Molybdänglanz auf. Ferner sind zu erwähnen Kupferkies, Wolframit, Wismutglanz, Eisenkies, Schwerspat, Braunspat, Arsenikalkies, Skorodit, Malachit, Lasur und gediegen Kupfer. Der Gang wurde von einer wismutreichen Nebenklüft und zinnerzreichen Gefährten begleitet. Das Gestein zwischen Hauptgang und Gefährten war verzwittert. Der bis 0,28 m mächtige Unverhofft Fläche war reich an Steinmark; die steinmarkreichen Teile waren am edelsten. Eine Stufe zeigte folgende Zone: 1. Steinmark mit Kristallen von hellem Glimmer und von Zinnstein, 2. Zinngraupen, 3. graues Steinmark mit fein eingesprengtem Zinnstein, 4. Zinngraupen. An anderen Stufen war ein quarzreiches Band mit sehr großen Zinnsteinkristallen, worin die Mengen beider Mineralien sich etwa wie 3:1 verhalten, zu unterscheiden von einem feinkörnigen dunklen Bande mit dem Mengenverhältnis Quarz:Zinnstein etwa wie 1:30 bis zu 1:50. Die Stufen von den edelsten Stellen, wo der Gang in einen Quarzporphyrgang eintrat, zeigten eine von körnig-kristallinem Topasfels umrahmte Steinmarkmasse mit schönen eingesprengten Zinnsteinkristallen. Der Hörl- oder Hörnet-Gang bestand zuweist aus Steinmark, Glimmer und Eisenglimmer sowie Eisenglanz und etwas Flußspat. Der Zinnstein war gewöhnlich längs des liegenden Salbandes angereichert, konnte aber auch die ganze Kluft füllen. Im Bereich der Mückeberger Pinge waren die Gänge so zahlreich und der Gneis und Quarzporphyrr so ausgedehnt in zinnsteinhaltige Zwitter oder in Gneisen umgewandelt, daß man Weitungsbau auf diesem Stockwerk trieb. Die Zwitter waren edel, enthielten aber auch reichlich Eisenkies und Arsenikies sowie auch etwas Kupferkies. Ihr Zinngehalt schwankte zwischen $\frac{2}{3}$ und $1\frac{1}{4}$ v. H. Nebenbei wurde auch etwas Kupfer gewonnen.

Am Klösenberg, OSO von Graupen, baute man auf quarzigen Zinnerzgängen, die mit ihren bis 0,5 m mächtigen Imprägnationsrändern ein Stockwerk bildeten. Die Mächtigkeit der z. T. sehr arsenikiesreichen Gänge schwankte zwischen 2,3 und 18,8 cm. Der Topasgehalt der Zwitter konnte bis zu 50 v. H. ausmachen.

3. Knödeler Revier. — Der edelste Gang war der Abendstern-Hauptgang, der herrliche Stufen mit über haselnußgroßen flächenreichen Zinnsteinkristallen liefert hat. Der Zinnstein nimmt gewöhnlich die Mitte einer derben Quarzmasse ein. In Drusenräumen finden sich neben Zinnstein- und Quarzkristallen Steinmark und zuweilen Apatitkristalle. Fernere untergeordnete Mineralien sind Eisenkies, Arsenkies, Kupferkies, Nakrit, Braunspat und Flußspat. Die Imprägnationszonen führen auch Wolframit. Bleiglanz bricht nur auf schmalen durchsetzenden Klüftchen.

Zum Knödeler Revier gehören die oben besprochenen Vorkommen des Mahler Zuges und der Zwickinpinge.

Zur Erläuterung der ausführlichen Darlegungen dienen eine geologische Übersichtskarte und ein ideales Querprofil des Graupener Gebiets, Skizzen von Ganganbrüchen und von Tagesaufschlüssen sowie Dünnschliffbilder und ein Lichtdruck von einer Gangstufe.

G. Silberstein.

Topographische Geologie.

Allgemeines und Kriegsgeologie.

Kranz, W.: Geologie und Hygiene im Stellungskrieg. Stuttgart 1916. 270—356. Mehrere Textfiguren.

Friedlaender, Immanuel: Über hydrostatisches Gleichgewicht bei Vulkanen. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 1916. 3. 1—27. 8 Textfig.)

Rózsa, M.: Über die Ausscheidung und Thermometamorphose der Zechsteinsalze Bischofit, Kainit und Astrakanit. (Zeitschr. f. anorg. u. allgem. Chemie. 1916. 97. 41—55. 1 Textfig.)

Schuchert, C.: The Problem of Continental Fracturing and Diastrophism in Oceanica. (Amer. Journ. of Sc. 1916. 42. 248. 91—105. 3 Textfig.)

Deutschland.

C. Gäbert: Die geologischen Verhältnisse des Erzgebirges. (Sonderabdruck aus: Das Erzgebirge, von Prof. Dr. ZEMMRICH u. Dr. C. GÄBERT, Verlag von Schlimpert in Meissen. 1911. 9. 10—96. 1 Karte u. 6 Textfig.)

Die wichtigsten Ergebnisse der vorliegenden interessanten morphologisch-geologischen Studien seien mit den Worten des Verf.'s wiedergegeben:

„Die geologische Entwicklungsgeschichte des Erzgebirges ist hinsichtlich der ältesten geologischen Zeitalter: Präcambrum, Cambrium, Silur, Devon gegenwärtig noch in ein tiefes Dunkel gehüllt, denn die inneren Teile des heutigen Erzgebirges sind bis auf den eruptiven Gneiskörper abgetragen (s. u.) und die früher wahrscheinlich vorhandenen altpaläozoischen Schichtenkomplexe der Denudation zum Opfer gefallen. Vorläufig können wir daher Ablagerungen des Cambriums, Silurs und Devons mit Sicherheit nur in den nichtmetamorphen Randgebieten des Erzgebirges nachweisen. Zum weitaus überwiegenden Teil sind es hier marine Gebilde, und zwar bald mehr schlammige (Tonschiefer), bald mehr sandige (Grauwacke) oder kieselige (Kieselschiefer) und endlich kalkige Absätze eines wenig tiefen Meeres, welches eine ungeheure Ausdehnung gehabt haben muß. Denn keine Anzeichen von größeren Inseln oder von

Kontinentalmassen sind uns aus dem cambrischen, silurischen und dem größten Teil des devonischen Zeitalters hinterlassen, und die Fauna sowie die spärliche Flora der Schichten ist ausschließlich marin. Selbst die Lavagerüsse und Tuffbildungen jener alten geologischen Epochen (Diabase und Diabastufe) sind zum großen Teil nachweislich auf dem Meeresboden erfolgt.

Gegen Ende des Devons hebt sich nördlich des Erzgebirges eine größere Landmasse aus dem Meere, deren Sockel im Granulitgebirge vorliegt; damit beginnt jene Periode großartiger Schichtenaufwölbungen, welche besonders in der ersten Hälfte der folgenden Carbonzeit, nämlich im Untercarbon (Culm), einen breiten Landstrich von Zentralfrankreich aus im Bogen bis nach Mähren über das Meeressniveau erhab und zu alpengleichen Ketteu emportürmte: der Varistische Bogen.

Seit dieser großen gebirgsbildenden Periode läßt sich nun auch die geologische Entwicklungsgeschichte schärfer verfolgen. Als ein kleiner Teil einer der Zentralketten jenes Varistischen Gebirges bildete es damals einen mächtigen Wall zwischen dem Granulitgebirge im Norden und der sogen. böhmischen Silurmulde im Süden; der Steilabfall nach Böhmen und die Senke des Egertales existierten jedoch noch nicht.

Gleichzeitig mit dieser Aufstauung der Sedimentschichten, vielleicht sie mitverursachend, erfolgte — wahrscheinlich am Ende der Culmperiode — das Eindringen ausgedehnter Massen von granitischem Magma, welches jedoch unter dem herrschenden Gebirgsdruck nicht zu normalem Granit, sondern zu Gneis erstarrte. Damit war weiter die Umwandlung der bedeckenden klastischen Sedimente und ihrer Einlagerungen in kristalline Schiefer verbunden, soweit der metamorphosierende Einfluß der Gneismassen reichte, d. h. die Umbildung der Tonschiefer und Grauwacken in Glimmerschiefer und Phyllite, kristalline Grauwacken, Hornfelse („dichte Gneise“) und der eingeschalteten Kalklager in Marmor, der Diabase und Diabastufe in mannigfaltige Hornblendegesteine und in Eklogite.

Mit der Intrusion der Gneise in das Schiefergebirge und deren allmählicher Erstarrung und Kontraktion hängt wohl auch die Bildung jenes weitverzweigten Spaltensystems zusammen, als deren nachfolgende Ausfüllung die älteren Erzgänge (z. B. der Freiberger Gegend) anzusprechen sind.

So verursachte jeder gebirgsbildende Akt um die Mitte der Carbonzeit nicht nur das orographische Heraustreten der bis dahin unter dem Meeresspiegel ruhenden Sedimente zu einem mächtigen Gebirgswalle, sondern fügte zu den bisher vorhandenen Gebirgsgliedern als neues die Gneisformation und verlieh einem großen Teil der alten Sedimente jenen kristallinen Habitus, welchen sie noch an sich tragen.

Während der Culmperiode war der einstige Meeresboden in bedeutender Ausdehnung Festland geworden und nach diesem Ereignis hatte auch die Landflora Gelegenheit zur Entfaltung. Ihre Reste finden sich an der NW-Flanke des Erzgebirges, besonders in den Kohlenflözen des Untercarbonbeckens von Hainichen. Weit größere Mächtigkeit erlangen sie

jedoch neben klastischen Bildungen und den ersten vulkanischen Deckenergüssen von Melaphyr und Quarzporphyr in dem folgenden Zeitalter des Obercárbons als produktive Steinkohlenformation: Becken von Zwickau, Lugau-Ölsnitz, Flöha, Pilsen-Schlan, Brandau und Schönfeld-Bärenfels.

Man mag sich das Erzgebirge am Ende der Carbonzeit als einen mächtigen Hochgebirgswall vorstellen, dessen breite Basis vom Chemnitzer Becken an bis an die heutigen Steinkohlenreviere reichte, und dessen Vorland und Hänge z. T. von den üppigen Wäldern der Carbonzeit besiedelt waren.

Zwischen Obercarbon und dem Rotliegenden regten sich plutonische Kräfte von neuem, und es drangen wiederum granitische Massen aus der Tiefe, welche zu jenen großen Granitmassen erstarnten, an denen das westliche Erzgebirge und der angrenzende Teil des Vogtlandes so reich ist. Auch sie wandelten ihr Nebengestein um, erzeugten in den Phylliten eine zweite Kontaktmetamorphose und schufen prächtige Kontaktlöcher von Fleck- und Fruchtschiefer, von Andalusitglimmerschiefer und cordieritreichem Hornfels.

Auch die Imprägnation der Kontaktlöcher mit einer reichen Folge von charakteristischen Mineralien (Turmalin, Topas, Flußspat) ist als Begleiterscheinung und Nachwirkung der Eruption auf die Granite zurückzuführen, ebenso der Niederschlag von mannigfachen Erzen: Zinnstein, Wolframit, Arsen-, Kupfer-, Schwefelkies, Zinkblende etc.

Das Eindringen der größtenteils aus leicht zersetzbarem Feldspat bestehenden Gneise und Granite in die feldspatarmen oder -freien Schiefer und Grauwacken wandelte letztere in Kontaktgesteine um und schuf so die Voraussetzungen der Herausbildung sehr charakteristischer morphologischer Züge. Denn durch die Kontaktmetamorphose erhielten die die Gneis- und Granitmassen einhüllenden Schiefer und Grauwacken eine petrographische Beschaffenheit, die sie befähigte, der Verwitterung und Denudation erhöhten Widerstand zu leisten. Die Kontaktchiefer umspannen beim Kirchberger und Lauterbacher Granitmassiv als ein selten unterbrochener, bis 100 m über das allgemeine Niveau emporragender Wall den Granit, der seinerseits nunmehr den Boden eines weiten, in das Schiefergebirge gleichsam eingesenkten Gebirgskessels darstellt. [Den gleichen Vorgang erklärt in den Sudeten die Heraushebung des Kontakt-Härtlings der Schneekoppe über die leichter verwitternden Granite. Ref.]

In gleicher Weise erklärt sich das wallartige Herausheben des Glimmerschiefers und das Emporragen einzelner Berge und Felskämme über den in der Tiefe zurückbleibenden grauen Gneis, z. B. auf der viele Meilen langen Strecke von Crottendorf über Scheibenberg, Elterlein, Geyer, Drebach, sodann in der Gegend des Lauterbacher Knochens und des Adlersteins. Auch bei der Herausbildung einzelner Berge und Kuppen, die zu charakteristischen Bestandteilen der Landschaftsform des Erzgebirges gehören, spielt die Kontaktmetamorphose eine Rolle, so z. B. bei dem

1018 m hohen Auersberge und dem in der Kammlinie gelegenen 1000 m hohen Kupferhübel. Der aus sehr einförmiger Kammregion leicht aufstrebende Kupferhübel stellt eine durch Gneiskontakt widerstandsfähig gewordene und deshalb ihre Umgebung überragende Einlagerung eines granatreichen Strahlstein-Magneteisenerzlagers in rotem Gneis dar.

Die carbonischen Gebirge konnten den zerstörenden Einflüssen der Erosion und Denudation nicht standhalten. Die hochragenden Ketten wurden zu einem Torso erniedrigt und ihr Verwitterungsschutt in Form grober und feiner Gerölle und feinsten Sandes und Tonschlammes in die Täler und Mulden hinabgespült und an den Gebirgsflanken aufgehäuft. Konglomerate, Sandsteine, Arkosen und Letten des Rotliegenden lagerten sich über das nunmehr zum großen Teil wieder zerstörte Obercarbon und begleiten heute den Nordfuß (erzgebirgisches Becken) und die Südflanke (Manetin—Schlan) des Erzgebirges; sie sind aus seinem Innern aber fast vollkommen entfernt.

Aber auch die aufbauenden vulkanischen Kräfte dauerten in der Rotliegendzeit fort, und es erfolgten gewaltige Eruptionen von Erguß- und Ganggesteinen (z. T. verknüpft mit Tuffen), namentlich von Quarzporphyr und Granitporphyr. Hierher gehören nicht nur die vielen, stellenweise in ganzen Schwärmen das Gneis-Grundgebirge durchflechtenden, bis 35 km Länge erreichenden Porphyrgänge, sondern auch ausgedehnte Deckenergüsse: Die Teplitz-Altenberger und Tharandter Decke.

Besonders bemerkenswert ist aber diese große Eruptionsperiode des Rotliegenden deshalb, weil außer dem Empordringen der Quarz- und Granitporphyre auch noch die Intrusion der Granite sich bis in das Zeitalter des Unteren Rotliegenden erstreckt hat: Granitstücke von Zinnwald und Altenberg. Diese „Zinngranite“ des östlichen Erzgebirges, zu denen auch die Granite von Graupen und Schellerhau gehören, sind also jünger als die dortigen Porphyre und wahrscheinlich auch etwas jünger als die obenerwähnten großen Granitmassen des westlichen Erzgebirges (Eibenstock, Kirchberg etc.), deren Intrusion bereits im Obercarbon begonnen haben dürfte. Auch im östlichen Erzgebirge gab die Intrusion der Granite Veranlassung zum Niederschlag von Erzen, insbesondere von solchen der Zinnformation, die seit Jahrhunderten der Gegenstand bergbaulicher Tätigkeit ist: Altenberg, Zinnwald, Graupen etc.

Die Deckenergüsse zeigen, in welch bedeutendem Maße schon damals die Abtragung und Einebnung der Hochgebirgskämme erfolgt war. So ruht z. B. die Altenberg-Teplitzer Decke fast durchweg auf Gneis; es war also zur Zeit ihrer Bildung im Unter-Rotliegenden nicht nur die gesamte Schieferhülle entfernt, sondern auch der Gneiskern auf beträchtliche Erstreckung zu einem so flachwelligen Hügellande erniedrigt, daß sich auf ihm eine geschlossene Lavadecke ausbreiten konnte, die gegenwärtig noch an 10 km Breite und 20 km Länge aufweist. Es ist danach nicht unwahrscheinlich, daß das Erzgebirge schon im Rotliegenden eine ähnliche Oberflächengestaltung seines Grundgebirges aufwies wie jetzt. Die große

Zahl von Porphyrgängen und deren teilweise ganz bedeutende Längen- ausdehnung weist darauf hin, von welch ausgedehnter Spaltenbildung und welch gewaltigen Erschütterungen der Gebirgskörper schon in alter Zeit betroffen worden ist. Und doch bilden sie nur einen Teil der Sprünge; andere werden von Granitporphyr, Minette, Kersantit und Verwandten ausgefüllt; das sind also sämtlich Gesteine, die zur Gefolgschaft der Granite und Porphyre gehören.

Trotz der bedeutenden Vertikal- und Horizontalverschiebungen, welche beiderseits dieser Spalten erfolgten, ist der Einfluß auf die Oberflächen- gestaltung verschwindend gering oder längst ausgeglichen, so daß man heute den Verlauf der Verwerfungen kaum mehr an den Geländeformen, sondern nur an dem plötzlichen Wechsel des Gesteinsmaterials verfolgen kann.

Dagegen treten die Spaltenausfüllungen vielfach orographisch über ihre Umgebung hervor, so z. B. die Porphyrbreccie der Kunnersteiner Verwerfung südlich Augustusburg, vor allem aber die zahlreichen nord- östlich streichenden Quarzporphyrgänge in der Nähe des Tellnitzer Granit- stockes (Sektion Fürstenwalde), die die Gebirgstäler in dem leicht verwitternden, grauen Gneis wie gewaltige Mauern durchqueren.

Die auf das Rotliegende folgende Zechsteinperiode hat ebenso- wenig wie die Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) und der Jura im Erzgebirge Ablagerungen zurückgelassen. Es ist wahrscheinlich, daß das Erzgebirge während der genannten Epochen Festland war. Doch zeigen die mit Rotliegendem verbundenen Reste von Jura längs der Lausitzer Hauptverwerfung, daß nahe an seinem Ostrand eine Bucht des Jurameeres nach Süden vorgriß und daß hier eine Senke bestand, welche schon in alter Zeit (Rotliegendes!) das Erzgebirge von den Sudeten trennte.

Von dieser selben Stelle aus überflutete zur Zeit der oberen Kreide das Meer, welches hier in breitem Arme die norddeutschen mit den böhmischen Gewässern verband, beträchtliche Teile des östlichen Erzgebirges. Heute noch ziehen sich vom Elbtale her in anfangs größeren und geschlosseneren Massen, weiter nach W hin als immer mehr vereinzeltere und kleinere Vorkommen, Quadersandstein und Konglomerate der Oberkreide bis weit auf das Erzgebirge hinauf. Die äußersten westlichen Vorposten (in Gestalt von Schottern und einzelnen Quaderblöcken) finden sich heute in der Gegend von Bräunsdorf und an der Westseite des Granitstockes von Fleyh — ein neues Zeichen für die fortschreitende Einebnung des alten Hochgebirges.

Mit dem Tertiär bricht die zweite große gebirgsbildende Periode an, welche auch für das Erzgebirge wichtige morphologische Veränderungen, u. a. den Steilabfall nach Böhmen sowie die allmähliche Abdachung nach Sachsen entstehen ließ.

Während der ersten Hälfte der Tertiärs bildete das Erzgebirge immer noch jene flachhügelige Hochfläche wie während der mesozoischen Periode. Die Flüsse hatten ein so geringes Gefälle, daß sie mächtige Sand- und Schottermassen ablagerten; Reste davon sind unter den schützenden

Basaltschirme des Pöhlberges, Bärensteins, Scheibenberges und der Steinhöhe bei Seiffen erhalten geblieben. Wie LOHRMANN zeigte, weisen die vollkommen abgerollten Quarze dieser Ablagerungen auf Transport durch einen wesentlich längeren Flußlauf als von der heutigen Kammlinie bis zum Fundorte hin, und ihr Ursprungsort ist höchstwahrscheinlich weit südlich der heutigen Kammlinie in Böhmen zu suchen.

Auf weitgehende Einebnung und geringe Neigung der Oberfläche weist auch die Verbreitung der Knollensteine hin, jener festen Quarzitblöcke, die sich in den unteroligocänen Sanden der Braunkohleformation [durch thermale Einwirkung. Ref.] bildeten und nach der Zerstörung der lockeren Ablagerungen als ihre letzten Überreste zurückblieben. Solchen Knollengesteinen begegnet man z. B. weit entfernt von den geschlossenen Gebieten derselben Knollensteinstufe im nördlichen Vorlande des Erzgebirges.

Um die Mitte der Tertiärzeit erfolgten im Gebiete des varistischen Gebirges zahlreiche und z. T. weitausgedehnte Bruch- und Spaltenbildungen. Für das Erzgebirge kommen namentlich zwei dieser Spaltenzüge in Betracht. Der eine, bedeutendere, verläuft aus der Gegend von Franzensbad—Eger in etwa ostnordöstlicher Richtung bis über Bodenbach—Tetschen hinaus und hatte eine beträchtliche vertikale Verschiebung der beiden, durch ihn getrennten Stücke des Erzgebirges in entgegengesetztem Sinne und damit die Herausbildung des heutigen Steilabfalles gegen Böhmen hin zur Folge. In der Gegend von Tetschen—Rongstock hat HIBSCH die Sprunghöhe zu 550—920 m, an anderen Orten längs des Steilrandes zu 800—900 m ermittelt, wobei die seither erfolgte Abtragung des Erzgebirges nicht in Anrechnung gebracht werden konnte.

Bei dieser großen erzgebirgischen Verwerfung handelt es sich nicht nur um ein staffelförmiges Absinken des südlichen, sondern auch um ein einseitiges Emporpressen des nördlichen Flügels; denn es zeigen z. B. die Schotter des Bärenstein-Pöhlbergflusses heute ein Gefälle von 11,5 m auf 1 km, während der Fluß einst, um überhaupt Sande und Schotter absetzen zu können, höchstens 1,5 m auf 1 km gefallen sein kann. Auf der jetzt stärker nach N geneigten Platte strömten die nunmehr kürzeren Flüsse rascher dahin, setzten nicht nur keine neuen Schotter ab, sondern räumten die alten fort, soweit sie nicht besonders geschützt waren, und schnitten (in späterer Zeit noch durch den Wasserreichtum der Diluvialperiode unterstützt) ihre Täler tief in den bis dahin flachwelligen Untergrund ein. Hier wurde also der Grund gelegt zu jenen landschaftlich reizvollen Talstrecken, welche das obere Schwarzwasser- und Muldental, das Zschopau- und Flöhatal, sowie die Täler der Freiberger Mulde, Weisseritz u. a. auszeichnen.

Ein zweiter Spaltenzug, welcher sich aus der Gegend von Gottleuba in der Richtung des Elbtales bis gegen Tharandt hinzieht, hat weit geringeren Einfluß auf die Oberflächengestaltung gehabt.

Dagegen macht sich die Eruptivtätigkeit der Tertiärzeit in augenfälliger Weise im Landschaftsbilde bemerkbar. Vielfache Ausläufer jener beiden großen böhmischen Eruptionsherde des Duppauer und

Mittelgebirges erstrecken sich als zahlreiche Basaltvorkommen (und weniger häufig als Phonolithe) bis weit in das Erzgebirge hinein. Auch heute bilden die weithin sichtbaren basaltischen Gipfel des Pöhlberges, Bärensteins, Scheibenbergs, des Haßbergs, Spitzbergs und anderer Basaltberge ragende Wahrzeichen der Gegend.

In geologisch-tektonischer und morphologischer Beziehung brachte also die Tertiärzeit dem Erzgebirge die wichtigsten Ereignisse:

Bildung weitreichender Spaltenzüge besonders in nordöstlicher Richtung, an denen Verwerfungen bis zu rund 800—900 m stattfanden;

Hinabsinken des südlichen und einseitiges Emporpressen des nördlichen Flügels;

dadurch verursacht wird:

das orographische Heraustreten des heutigen Erzgebirges, Entstehung des böhmischen Abfalls nach der Senke des Egerthales hin, vermehrtes Gefälle der Erzgebirgsflüsse, welche nun ihre Täler tief einschneiden;

Aufsetzen markanter Bergformen (namentlich von Basalt) auf die flachwellige Rumpffläche.

Gegenüber diesen großen Veränderungen treten die Vorgänge im Quartär und Alluvium weit zurück. Kein neuer Grundzug, keine tiefgreifende Umgestaltung des Gesamtbildes ist zu verzeichnen, sondern nur Ziselierarbeit.

Aus dem Quartär sind Spuren einer Eisbedeckung, welche anderen Mittelgebirgen deutlich ihren Stempel aufgedrückt haben, in auffallend geringem Maße vorhanden. Das nordische Inlandeis erreichte eben nur den Nordfuß des Erzgebirges (Geschiebelehm von Flöha, Siebenlehm, Tharandt in 300—350 m), und als Wirkungen selbständiger Eismassen des Erzgebirges ist zurzeit mit Sicherheit wohl nur der Blocklehm von Schmiedeberg—Schlössel bekannt — also Gebilde, welche für die äußere Gestaltung des Gebirges gar nicht ins Gewicht fallen. Ausgesprochene Karbildungen, Endmoränen, abgedämmte Seen sind nicht bekannt. Jene diluvialen Terrassen endlich, wie sie meist in 5—10 m Höhe (selten 30—40 m) über dem heutigen Flußbette liegen (Zschopau bei Braunsdorf, Zwickauer Mulde zwischen Hartenstein—Wilkau), haben weniger als morphologisches Element, als vielmehr als Merkzeichen der Vertiefung der Flußbetten seit dem Diluvium Bedeutung.

Frech.

Follmann: Abriß der Geologie der Eifel. (Aus: Die Rheinlande in naturwissenschaftlichen und geographischen Einzeldarstellungen. No. 11. 90 p. 28 Abb. Braunschweig u. Berlin 1915.)

Diese Arbeit bezweckt, den Naturfreund in die Entstehung und den Bau der Eifel einzuführen. Dementsprechend sind eine Reihe Kapitel mehr allgemeinen Inhalts. Indessen findet auch der Fachmann in dieser Schrift eine Fülle neuer Angaben, namentlich in den dem Unterdevon

und tieferen Mitteldevon gewidmeten Seiten. Die langen Fossilisten und die Angabe einer Anzahl neuer Fundpunkte für Fossilien aus den Siegener Schichten und Koblenzschichten sind besonders wertvoll. Bei der Besprechung der *Cultrijugatus*-Schichten spricht sich Verf. erneut für eine Zu-rechnung dieser Ablagerungen zum Unterdevon aus. Die Abbildungen sind durchweg neu und z. T. recht charakteristisch. Die Literatur-zusammenstellung enthält die wichtigsten die Eifelgeologie betreffenden Arbeiten.

Cl. Leidhold.

P. Friedrich: Die Beziehungen unseres tieferen artesischen Grundwassers zur Ostsee. (Mitt. geogr. Ges. Lübeck. 27. 1916. 19 p. 3 Taf.)

Eine hochinteressante Arbeit. Durch vergleichende Wasserstands-aufzeichnungen an zwei Tiefbrunnen und dem Travepegel konnten exakte Beobachtungen angestellt werden, deren Kurvendarstellung sehr instruktiv ist. Das tiefere Grundwasser im Niederschlagsgebiet der Trave fließt bei 25—50 m Tiefe zur Lübecker Bucht, vermutlich in der Höhe von Wismar in die Ostsee. Die Wasserspiegel der Tiefbrunnen zeigen stündliche Schwankungen, hervorgerufen durch die vertikalen Bewegungen des Ostseespiegels (steigt letzterer, so wird unter dem verstärkten hydrostatischen Druck das Wasser in den Brunnenrohren schnell emporgepreßt, ein Fallen des Ostseespiegels hat ein Sinken des Brunnenspiegels zur Folge). Diese Bewegungen treten in den Tiefbrunnen meist früher ein, als in der benachbarten Trave. Nicht bloß die durch die Winde hervorgerufenen größeren vertikalen Bewegungen der Ostsee (vergl. auch die Beziehungen zu den Wasserständen bei Sturmfluten) treten in den Tiefbrunnen in die Erscheinung, sondern auch die Gezeitenschwankungen zeigen deutlichen Einfluß. Einige andere, von der Ostsee unabhängige Erscheinungen des Schwankens sind wohl auf Niederschlagsverhältnisse im Einzugsgebiet zurückzuführen.

E. Geinitz.

Wagner, W.: Einpressionsen von Salz in Spalten der oberelsässischen Salz und Kalisalzablagerungen. Ein Beitrag zur Frage vom Aufsteigen des Salzgebirges. (Mitt. d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen. 1916. IX/2. 135—159. 5 Taf. 10 Zeichnungen im Text.)

Westalpen.

F. Zyndel: Über den Gebirgsbau Mittelbündens. (Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. 1912. Neue Folge. 41. Liefg. 39 p. Mit 1 Schwarzkarte u. 3 Profiltaf.)

Die Studien des Verf.'s führten zu Ergebnissen, welche in ganz wesentlichen Punkten mit der Auffassung STEINMANN's und seiner Schule

nicht übereinstimmen, da der Autor zu einer anderen Reihenfolge von faziell selbständigen Serien kommt, als es das von STEINMANN aufgestellte Schema verlangt.

Die tektonische Stellung der Schamser Decken. Die Schiefer des Piz Beverin und der Via mala sind nach STEINMANN in kontinuierlichem Zusammenhang mit dem Flysch des Prättigaus und die diesen Schiefern aufliegenden Überschiebungsmassen des Schams wären dann Äquivalente der „Aufbruchszone“ des Plessurgebirges und des Rhätikons. In Westschams trennt WELTER über den Beverin-Schiefern eine untere und obere Klippendecke, die Brecciendecke und die ostalpine Decke. In Ostschams unterscheidet MEYER die beiden Klippendecken und die Brecciendecke. Mit SPITZ sagt ZYNDL, daß zwingende stratigraphische Beweise für eine solche Parallelisierung der Schamser Serien mit jenen Decken der „Aufbruchszone“ und der mittleren und westlichen Schweizer Alpen nicht vorhanden sind.

Die Via mala-Schiefer sind wohl zum größten Teile in den Jura zu stellen; vermutungsweise kann angeführt werden, daß auch der Tristelbreccie vergleichbare Kreidehorizonte vorhanden sind. Über den Via mala-Schiefern liegt in Ostschams die Deckfalte der Suretta; darüber folgen die Schamser Decken ZYNDL's, und zwar die „Zone der Marmore“ (d. i. nach MEYER die untere Klippendecke), dann die „Zone der unteren Breccie“ (d. i. nach MEYER die obere Klippendecke), dann die Zone der „oberen Breccie“ (d. i. MEYER's Brecciendecke). Darauf liegt die Zone der Prättigau-Schiefer, die mit einem Triasband beginnt; dieses Triasband sowohl als auch die genannten tieferen tektonischen Elemente bleiben gegen Norden aus, so daß die Prättigau-Schiefer direkt auf den Via mala-Schiefern liegen. — Die Schamser Decken des Ostschams sind nicht das Äquivalent der von WELTER beschriebenen und damit parallelisierten Decken von Westschams, denn diese letzteren sinken z. T. unter die Suretta, welche unter den Decken von Ostschams liegt. — Der Prättigauflysch trägt die Decken der Aufbruchszone des Plessurgebirges; er liegt höher als die Zone der oberen Breccie MEYER's und natürlich auch höher als die Zone der unteren Breccie und die Zone der Marmore desselben Autors. Daher können die Schamser Decken nicht als ein Äquivalent der „Aufbruchszone“ angesehen werden. Der Prättigauflysch ist der Teil einer Decke (Prättigaudecke), welche höher liegt als die Schamser Decken und tiefer als die Aufbruchszone. Über dieser Prättigaudecke liegt, durch einen Zug von Rauchwacke und Dolomit getrennt, die rhätische Decke (Serpentine etc.). Der Kreide-Tertiär-Flysch der Prättigaudecke ist tektonisch unabhängig von dem zu einem Teil wenigstens als sicher liassischi erkannten Bündner Schiefern Südwestbündens.

Der Bau der Alpen zwischen Chur und Tirano. In ungemein komplizierten, von STEINMANN und HOECK mit Hilfe der Deckentheorie erklärten Verhältnissen ist die „Aufbruchszone“ im Plessurgebirge vorhanden. ZYNDL verfolgt diese Zone unter dem ostalpinen Gebirge gegen Süden. Die rhätische Decke zieht vom Plessurgebirge durch und

ist im Oberhalbstein und im Oberengadin als eine mächtige Masse entwickelt [Grüngesteine, Radiolarite etc.; Gesteine, welche für die Klippendecke oder für die Brecciedecke der mittleren und westlichen Schweizer Alpen als charakteristisch gelten können, sind im Oberhalbstein weder unter noch in diesem als rhätische Decken bezeichneten Komplexe vorhanden]. Auf der Nord- und Westseite des Plessurgebirges liegen losgetrennte Fetzen dieser Decke; ihr gehören auch die reichlich entwickelten basischen Eruptiva, jedenfalls auch ein Teil der Radiolarite und Dolomite und vielleicht auch altkristalline Gesteine bei Arosa an. Mit den Gesteinen der rhätischen Decke sind im Gebiete von Arosa auch solche Gesteine vergesellschaftet, die ZYNDEL als Abkömmlinge der ostalpinen Decken betrachtet (siehe unten).

Östlich der Lenzerheide, im Oberhalbstein liegen auf den Gesteinen der rhätischen Decke die faziell gänzlich verschiedenen Gesteine der ostalpinen Decken.

Im Komplex der ostalpinen Decken lassen sich nach der Natur des mitgeführten kristallinen Untergrundes zwei Reihen unterscheiden, nämlich der nördliche Teil der Silvretta, höhere Teile des Plessurgebirges, Kesch mit Paragneisen und der Bereich des Err—Julier—Bernina-Gebirges mit Graniten etc. Diese beiden Reihen entsprechen zwei großen tektonischen Einheiten, der oberen (Silvretta, die höheren Teile des Plessurgebirges, Ducangebirge, Kesch) und der unteren ostalpinen Decke (die höheren Teile der Aelagruppe, Err—Julier—Berninagebirge). Eine Überschiebung trennt beide Decken. — Die Silvrettadecke (obere ostalpine Decke) besteht hauptsächlich aus kristallinen Gesteinen, aber auch aus Verrucano, Trias, Lias. In der Silvrettadecke erkennt ZYNDEL einen Deckenfaltenbau und unterscheidet den Kern, Mittelschenkel und Gewölbeschenkel derselben. — In der unteren ostalpinen Decke herrscht kein so einheitlicher Bau, sondern es haben tektonische Untereinheiten eine viel selbständiger Stellung; ZYNDEL nennt die Bergüner, Err- und die Julier—Bernina-Decke. Die Bergüner Decken erlangen ihre Hauptentwicklung in der Aelagruppe und östlich davon; sie zerfallen in mehrere Untereinheiten: Albuladecke (deren Deckenkern der Granit bildet; sie besteht aus Verrucano, Trias, roten Liaskalken und dunklen Liasschiefern), Aeladecke (sie liegt auf den mesozoischen Sedimenten der Albuladecke und zeigt Untere Rauchwacke, Triasdolomite, Raibler und Kössener Schichten, liassische Kalke, Schiefer und Breccien, Malm), Suraver Zwischendecke (diese ist nur durch eine Anzahl von Schubfetzen repräsentiert, welche unter der Silvrettadecke liegen). — Die unterostalpine Errdecke zeigt den Bau einer Deckfalte, deren Kern Granite bilden; sie besteht sonst aus Verrucano, Trias, Lias. — Darüber liegt die Julier—Berninadecke, zu der die Granitmassen des Piz Julier, Piz Lagrev usw. und die Berninamasse östlich der Linie Surlej—Piz Tremoggia liegen; auch sie scheint eine Deckfalte zu sein, deren Mittelschenkel Verrucano und Trias am Nordrande des Juliermassives, deren Gewölbeschenkel die Sedimentzone des Piz Alv bildet. — Über der Sedimentzone des Piz Alv liegt die Decke

des Piz Languard, die wahrscheinlich schon zur oberen ostalpinen Decke zu stellen ist.

Die Julierdecke, Errdecke und die Bergünner Decken bilden einen großen Deckenkomplex, der höher liegt als die rhätische, aber tiefer als die obere ostalpine Decke. Teile der unteren ostalpinen Decke sind unter den Gesteinen der oberen ostalpinen Decke weit nach Norden verschleppt worden und treten als Schubfetzen, oft enge vermischt mit Gesteinen der rhätischen Decke auf. Solche Schubfetzen macht der Autor aus dem Plessurgebirge namhaft; das tektonische Durcheinander der Gegend von Arosa ist am besten als eine Mischungszone der rhätischen Decke mit Gesteinen der unteren ostalpinen Decken zu bezeichnen; dasselbe trifft auch zu für das Casauagebirge und für die „Aufbruchszone“ des Rhätikons. Besonders für den Rhätikon gilt es, daß eine Gliederung in Klippen-, Breccien- und rhätische Decke nicht erweisbar ist; die „Brecciedecke“ des Rhätikons ist vom System der unteren ostalpinen Decken abzuleiten und auch der Sulzfluhkalk der „Klippendecke“ kann vielleicht von einer der unteren ostalpinen Decken abgeleitet werden; dagegen ist die Zone der Falknisbreccie eine über der Decke des Prättigauflyschs gelegene, einigermaßen selbständige Zone, die im Falknis ihre Hauptentwicklung erlangt; sie hat den Kreideflysch und die Tristelbreccie mit der Prättigau-decke gemeinsam.

Im Oberengadin ist die rhätische Decke durch die Grünschiefer südlich des Silsersees, durch Marmore und Dolomite und durch Glimmerschiefer des Fex- und Fedoztales vertreten. Auf den zur rhätischen Decke zu zählenden Dolomiten des Piz Tremoggia liegen die Gneise der Berninadecke. Auf der Südseite des Berninastockes fallen vom Piz Tremoggia gegen Osten die triadischen Dolomitbänder und die kristallinen Gesteine unter den Granit der Bernina ein; die kristallinen Gesteine bilden ein Gewölbe, unter dem die Serpentine und Amphibolite des oberen Malencotales und seiner Nebentäler und die Serpentine des Passo di Canciano als ein Fenster unter der rhätischen Decke erscheinen.

Die Malencoschiefer, die Amphibolite und Granite der Disgrazia-gruppe werden seit langem als östliche Fortsetzung der Zone von Ivrea betrachtet, welche auf der Südseite von Kalkzügen begleitet wird; diese entsprechen wahrscheinlich einer Wurzelregion; vielleicht ist die rhätische Decke von ihnen abzuleiten, welche jedenfalls aus dem südlichsten Teile der Zone von Ivrea stammt. Die rhätische Decke ist die höchste Decke der piemontesischen Fazies und südlich von ihrer Wurzel muß nach der Überfaltungstheorie das Herkunftsgebiet der ostalpinen Decken liegen.

Der Autor bespricht die Fortsetzung der Decken Mittelbündens gegen Osten. Unter den ostalpinen Decken liegt das Unterengadiner Fenster, dessen Bündner Schiefer zu einer Antiklinale aufgestaut sind. Nach ZYNDEL entspricht das Gewölbe der Bündner Schiefer den Bündner Schiefer-Decken West-Bündens, etwa den Schiefern von Vals, der Beverins und der Via mala. Die Stammer-Überschiebung und die Flysch-Kreide-Zonen sind den Schamser Decken und der Prättigau-decke

zu vergleichen. Die intensiv gestörte Zone des Samnauner Lias und die mit ihm vergesellschafteten Schuppen der verschiedenartigsten Gesteine ist das Analogon der im Rhätikon und im Plessurgebirge über dem Prättigau-flysch gelegenen Mischungszonen von ostalpinen und rhätischen Gesteinen. Dem Albulagranit wird der Granit von Ardez verglichen. Der Autor stellt sich vor, daß eine Zone von Schubfetzen der unteren ostalpinen Decken und tieferer (besonders der rhätischen) Decken die ganze Silvretta-masse unterlagert.

Der Rahmen des Fensters ist zum größten Teile von der oberen, zum kleineren Teile von der unteren ostalpinen Decke gebildet. Zur oberen ostalpinen Decke rechnet ZYNDL außer der Silvretta die Gneise des Fervalls und die Ötzmasse. Zur unteren ostalpinen Serie stellt er die Lischannagruppe und damit die Unterengadiner Dolomiten; die Grenze zwischen der Gneisunterlage der Unterengadiner Dolomiten und der Silvretta sucht ZYNDL in jener Störung, welche SPITZ-DYHRENFURTH die „Nordwestliche Randlinie“ genannt haben. — Die von ZYNDL im An-schlusse an die Studien TERMIER's geforderte Deckennatur des Ortlers sowie der der Tonaleregion zugesprochene Wurzelcharakter ist heute schon sicher abzulehnen. — Das weite Gebiet südlich der Linie Piz Lad bei Martinsbrück—Stragliavitapaß—Cinuskel—Bergün—Motta Palusa ist nach ZYNDL ein unter der oberen ostalpinen Decke sichtbar werdendes Fenster der unteren ostalpinen Decken. [Wo ist der Südrand dieses Fensters?! Bei konsequenter Durchdenkung dieser im Sinne des Süd—Nord-Schemas der Deckentheorie aufgestellten, allerdings auch im Detail vielfach unrichtigen Postulate müßte man den Südrand des Fensters in den „Dinariden“ sehen!]

Ganz im Sinne der Deckenhypothese verfolgt der Autor die Decken Graubündens in das Tauernfenster; so parallelisiert er z. B. die Rad-städter Decke mit den unteren ostalpinen Decken (Lischanna etc.). Auch den sogenannten pieniischen Klippenzug am Nordrande der Nördlichen Kalkalpen zieht er zu den unterostalpinen Decken. [Mit Unrecht, denn eine fazielle Gegenüberstellung desselben gegenüber dem angrenzenden Teil der Kalkalpen ist nicht haltbar. — Überdies sei bemerkt, daß ZYNDL's Terminologie mit den von KOBER aufgestellten, allerdings auch schon wieder überholten, „historisch“ gewordenen Begriffen Unterostalpin und Oberostalpin in Konflikt kommt; bei den der modernen Alpengeologie fernerstehenden Forschern könnte wohl ein Irrtum entstehen].

Schließlich erörtert Verf. die Herkunft der *exotischen Massen* am Nordrande der Schweizer Alpen. Die exotischen Blöcke sind z. T. wenigstens im ehemaligen Bildungsraume der unteren ostalpinen Decke heimatberechtigt, was auf Massentransporte aus den Gebieten südlich der piemontesischen Fazies gegen die Außenseite der Alpen schließen läßt.

Die Brecciendecke der Chablais—Freiburger Alpen läßt sich gut mit den unteren ostalpinen Decken Graubündens und der Ostalpen vergleichen (siehe LUGON, 1901). Schwieriger ist die Parallelisierung de-

Klippendecke, die mit der Klippenzone der Ostalpen zu vergleichen ist und auch als Teil des ostalpinen Deckensystems anzusehen ist. Die Klippendecke hält ZYNDEL für die ursprünglich höhere und weiter aus dem Süden stammende Decke als die Breccientecke, was durch fazielle Verhältnisse begründet wird; sie hat eine Art von Mittelstellung zwischen den unteren und oberen ostalpinen Decken. [Diese Ableitung der Klippen- und Breccientecke aus einer südlich der Ivreazone liegenden Wurzelregion steht im Gegensatz zu der Tatsache, das C. SCHMIDT und andere die Wurzel im Rhonetal in der auf der Außenseite der piemontesischen Fazies gelegenen Zone des Briançonnais sehen. Das stört allerdings die von der Deckentheorie postulierte Vorstellung von der alpinen Geosynklinale und der Zunahme des mediterranen Charakters in derselben gegen Süden.]

Der Wert der Arbeit ZYNDEL's liegt darin, daß er zeigt, daß das STEINMANN'sche Schema nicht anwendbar ist, und daß die Tektonik des ostalpinen Gebirges in Graubünden unter einen großen Gesichtspunkt gebracht wird. Bedenklich ist dagegen, daß er dem Ost-West-Schub an der Westgrenze der Ostalpen in keiner Weise gerecht wird.

F. Heritsch.

R. Staub: Zur Tektonik des Berninagebirges. (Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. in Zürich. 58. 1913. Zürich 1914. 329—371. Mit 2 Taf.)

Im Berninagebirge sind fünf tektonische Serien zu unterscheiden: I. Die Serpentine von Val Malenco; II. die rhätische Decke; III. die Sellaserie; IV. die Corvatschserie; V. die Roseggserie. I. und II. gehören zum penninischen, III.—V. zum ostalpinen Deckensystem.

Das Hauptgestein der Serie von Val Malenco ist Serpentin; mit diesem treten Amphibolite, Gabbro etc. auf. Die untere Altersgrenze der Serpentinintrusion ist durch Kontaktmetamorphosen an Triasdolomiten gegeben.

Die rhätische Decke ist auf der Südseite der Bernina nur spärlich vorhanden und erreicht im Fextal ihre größte Entwicklung. Ihr unterstes stratigraphisches Glied ist die Malojaserie (Gneise, Glimmerschiefer etc.), die als eine Serie von metamorphen Sedimenten stets normal unter Triasdolomiten liegt. Über der Malojaserie liegen Quarzite (ein Äquivalent des Buntsandsteins), Rauchwacke, Gips und Dolomit, d. i. Trias, welche derjenigen von Schams ähnlich ist. Darüber folgen kalkige Schiefer, Glimmermarmore usw., welche im Vergleich mit Schams zum Lias zu stellen sind. Darüber folgen helle Calcitmarmore mit braunen zerfressenen Hervorragungen an den angewitterten Flächen, die sogen. Hyänenmarmore, welche stets zwischen dem Lias und dem Malm liegen. In den Malm gehören bunte Schiefer mit Hornsteinbänken. Zwischen die Gneise und den Lias, zwischen die ersteren und die Trias oder zwischen

Trias und Lias schiebt sich die Serie der ophiolithischen Eruptiva (Diabase, Serpentine etc.) ein.

Den Kern der rhätischen Decke bildet im Fextal ein Gneiskörper, der nicht von Schuppen und Synklinalen jüngerer Gesteine unterschoben wird, aber doch noch eine Zweiteilung aufweist. Zu dem Kern tritt ein aus Gneis, Trias und Lias bestehender komplizierter Schuppenbau; es lassen sich drei Hauptschuppen unterscheiden, die über einer den Kern überlagernden Schuppe liegen. — Im unteren Teile der rhätischen Decke fehlen die ophiolithischen Eruptiva fast vollständig; dagegen legen sie sich flach über die obersten Gneisschuppen oder in diese hinein. Nirgends ist ein Hervortreten dieser Eruptiva aus dem Untergrunde zu beobachten. Sie sind von der Alpenfaltung ergriffen worden und diese Zone der Eruptiva zeigt nicht nur lebhafte Faltung, sondern auch Schuppenbau, nur im Zentrum der Ophiolithe herrscht im allgemeinen ruhige Lagerung. — Über Grünschiefern liegt der Schieferkomplex der rhätischen Decke, aus Lias, Hyänenmarmor und Radiolarit, sehr selten aus Trias bestehend; er ist immer intensiv gefaltet. — Die Ophiolithe bilden keine Intrusivmasse; da noch Lias kontaktlich verändert wurde, ergibt sich ein jüngeres Alter. Verf. schließt, daß die Schuppenregion der rhätischen Decke schon gefaltet war, als die Intrusion eintrat; diese versetzt er in den Schluß der Kreide oder in den Anfang des Tertiärs. Nach der Intrusion ergab sich eine neuerliche Störung. — Die rhätische Decke setzt sich in Schuppen-systemen auf der Südseite des Berninagebirges fort. Der Dolomitzug des Piz Tremoggia bis in das Puschlav bildet da das oberste Glied der rhätischen Decke, worüber sofort die flach nach Norden fallenden Gesteine der ostalpinen Decke folgen; der rhätischen Decke fehlen hier sowohl die Ophiolithe als der Schieferkomplex. Sie ist auch in ihrer Mächtigkeit bedeutend reduziert. — Unter den Gneisen der rhätischen Decke erscheinen die Serpentine von Val Malenco.

In dem ostalpinen Gebirge der Bernina herrscht ein großzügiger Deckenbau. In der bisher einheitlich angesehenen Masse der Bernina wurden zwei Sedimentzüge aufgefunden, welche das Gebiet in drei Decken zerfallen lassen.

Die Selladecke wird von einer Serie von Paragneisen, Glimmerschiefern, Quarziten etc. (ähnlich der Malojaserie; vielleicht paläozoischen Alters) gebildet; der Autor gebraucht dafür den Namen Casannaschiefer. In diesem Komplex steckt ein Lakkolith von Monzonit und Banatit. Das Mesozoicum ist durch rudimentäre Trias (Rauchwacken, Dolomite und Quarzite; in der Fazies besteht Ähnlichkeit zur rhätischen Decke) und durch Lias (Kalkglimmerschiefer) repräsentiert.

Die untere Grenze der Selladecke ist durch die Aufschiebung auf die rhätische Decke markiert; sie ist nur am Südrand der Bernina vorhanden.

Die Corvatschserie zeigt Casannaschiefer und eine Intrusivmasse von Granit, ferner Dolomite der Trias und liassische Kalkglimmerschiefer. Die Serie des Piz Corvatsch liegt im Süden der Sellaserie,

weiter im Norden aber direkt der rhätischen Decke auf, auf welche das Corvatsch-Massiv als „trainneau écraseur“ gewirkt hat. Am Kontakt herrschen sehr komplizierte Verhältnisse, auch Rückfaltungen kommen vor.

Die Serie Piz Corvatsch wird überlagert von einem rudimentären Sedimentzug, über welchem die höchste tektonische Einheit des Berninagebirges, die Roseggserie, erscheint. Diese Überschiebungsmasse wird im westlichen und zentralen Berninagebirge nur von Eruptivgesteinen (hauptsächlich von dioritischen Gesteinen) gebildet.

Ein Vergleich mit den der Bernina benachbarten Gebieten stellt fest, daß die Corvatschserie der Errdecke, die Roseggserie der Julier-Bernina-Decke entspricht. — Im Oberengadin sind die ostalpinen Decken sekundär eingeknickt (d. i. wohl eine Walmulde im Sinne von SPITZ-DYHRENFURTH).

Ref. meint, daß die von STAUB geschilderten Verhältnisse sich nur im Gesichtskreis des rhätischen und Puschlav-Livigno-Bogen SPITZ-DYHRENFUTH's begreifen lassen. Vielleicht kann einmal das Untersinken der Ivreazone (Val Malenco) und die Überschiebung der rhätischen Decke auf diese sogen. Wurzelzone auch die rhätische Decke Graubündens in Beziehung zu den rhätischen Bogen und dem Ost-West-Schub bringen.

F. Heritsch.

K. Tolwinski: Die Grauen Hörner. (Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich. 55. [1910.] 381—390. Taf. I, II.)

Die Arbeit behandelt das Gebiet zwischen Walensee-, Weißtannen-, Tamina- und Calfeuser Tal im St. Galler Oberland. Im Süden dieser Region liegt autochthones Gebirge von Verrucano bis Eocän. Bei Vättis ruhen auf dem Eocän die Kreideberge Äplikopf—Drachenberg. Weiter gegen Norden liegt auf stark gefaltetem Eocän der Verrucano der Glarner Überschiebung, aus dem die Grauen Hörner herausmodelliert sind.

Stratigraphie. Über Orthoklasgneisen und verrucanoähnlichen Schiefern folgen bei Vättis grobe Quarzsandsteine, dann 45—50 m Rötidolomit (unten und oben mit Einschaltung grüner Sericitschiefer) und 10 m Quartenschiefer, z. T. mit Dolomitkonkretionen. Darüber folgt oberer Lias, ein grünlicher, kompakter Schiefer, der ein „Gemisch von grober Echinodermenbreccie, glaukonitischem Kalk, Eisenerzen, gelben Dolomitbrocken“ und Fossilien darstellt. Zahlreiche Ammoniten gestatten die Erkennung der Zone des *Hildoceras bifrons*, *Coeloceras crassum*, *Lytoceras juense*, *Harpoceras fallaciosum*. Zwischen dem Quartenschiefer und diesem Lias ist eine Diskontinuität der Schichten vorhanden. Es folgen nun: 25 m schwarzer, glänzender, weicher *Opalinus*-Ton, 12 m eisenschüssiger Sandstein, 5 m helle Echinodermenbreccie und 2 m Eisenoolith (Kelloway), 3 m Schiltkalk (Aargau-Stufe), etwa 500 m Quintnerkalk, 75—80 m korallogene Kalke (Tithon), 30 m Cementsteinschichten (?),

darauf Öhrli-, Valendis- und Kieselkalk (30, 45—50 und 15 m), 16 m Drusbergsschichten und 18—20 m Schrattenkalk. Die Apt-Stufe fehlt, die Aube-Stufe (Gault) liegt der erodierten, zackigen und karrigen Oberfläche des Schrattenkalks auf. Die Mächtigkeit des Gault ist z. T. von den Unebenheiten der erodierten Unterlage des Schrattenkalkes abhängig. Dann kommen Turrilitenschichten (1 m) und Seewerkalk und -schiefer (etwa 70 m). Wie die autochthone Kreide am Kistenpaß, so stellt auch die des Tamina—Calfeuser Tales den nördlichsten Faziestypus der helvetischen Gesamtfazies dar. Ein Vergleich zwischen diesen beiden Lokalitäten ergibt, daß die verschiedenen Kreidestufen faziell gleich ausgebildet sind, doch sind die Mächtigkeiten etwas verschieden, am meisten bei den Seewerschichten, die am Kistenpaß 20 m, im Calfeuser Tal 80 m mächtig sind. Im Tertiär sind zu unterscheiden: Oben Wildflysch, darunter die eigentliche Flyschgruppe (oben die Dachschiefergruppe mit Quarzitbänken und Taveyannazsandsteinen, unten die Globigerinenschiefen), unten die Bürgenschichten. Unmittelbar über den Seewerschichten trifft man auf mitteleocänen Assilinengrünsand (mittleres Lutetian). Darüber liegt noch eine Folge von glaukonitischen, schieferigen Sandsteinen, Tonschiefern, glimmerig-sandigen Schiefern und weißen Mergelschiefern (alles zusammen etwa 35 m), die nach oben mit 6 m Nummulitenkalkstein schließt. Dann kommen 150 m Globigerinenschiefen, hellgraue, weiche, stark sericitische Mergelschiefer mit schwarzen Körnchen von Pyrit auf den Schichtflächen mit viel Globigerinen. In den oberen Abteilungen dieses Komplexes tritt noch eine Nummulitenbank auf. Die Globigerinenschiefen gehen nach oben allmählich in die Dachschiefer über, schwarze, harte, fein spaltende Tonschiefer, an der Basis mit Bänken von Taveyannazsandstein, höher hinauf mit einzelnen Sandsteinschichten (ganze Mächtigkeit etwa 400 m). Gegen Norden nimmt die Mächtigkeit des Taveyannazsandsteins zu (100 m, östlich von Vilters). Der Wildflysch ist eine scheinbar 1500 m mächtige, unentwirrbar gefältelte und geschuppte Masse von Quarzitbänken, Ölquarziten, Tonschiefern, Glimmersandsteinen, schwarzen Kalkbänken, Breccien, polygenen Konglomeraten und exotischen Blöcken, Fossilien fehlen. Die exotischen Blöcke sind eckig oder abgerundet. Ihre Größe schwankt zwischen 1 ccm und 1 cbm. Ihr Material ist Quarzporphyrr mit grünlichem Plagioklas, Granit, Gneis und Glimmerschiefer, schwarzer Lydit und grauer Kalk (beides Lias?). Das Problem der exotischen Blöcke ist von dem des Wildflysches überhaupt nicht zu trennen. [Wir wissen jetzt, daß es sich um eine eingewickelte höhere Decke handelt. Ref.] TOLWINSKI erwägt als Erklärung: terrestrische Entstehung an der Oberfläche des Landes, auf dem dann die Decken bewegt wurden, Entstehung durch Zertrümmerung der von Süden herannahenden Decken, Überschiebung des Wildflysches aus südalpinen Gebieten.

Tektonik. Im Tamina—Calfeuser Tal zeigen die ältesten Gesteine die zentralmassivische postcarbonische oder postpermische Faltung. Über sie wölbt sich in einem leicht nach NW überliegenden Sattel der Rötidolomit, und die jüngeren Sedimente zeigen die gleiche Lagerung.

Auf der Ladisalp und dem Gelbberg bei Vättis ruhen auf dem Eocän zwei übergeschobene Kreideberge. Ihre Kreideformation zeigt normale Schichtfolge ohne wesentliche Faziesunterschiede gegenüber der autochthonen Kreide. Am Äplikopf liegen noch Zementsteinschichten, am Drachenberg außerdem auch noch Korallenkalke des Malm unter der Kreideserie. Die westliche Fortsetzung dieser Massen bildet nach einer Unterbrechung die Klippe der Gigerwaldspitze und des Brendlisberges, die unmittelbar auf Seewer gesteinen aufruhen. An der Nordseite des Drachenberges zeigt sich eine Gewölbenbiegung, die drei Deckschollen gehören also der Stirn einer Überschiebungsfalte an. Auf der NO-Seite des Calanda liegen — PIPEROFF's Angaben sind ungenau — über dem Autochthonen zwei Überschiebungen, von denen die höhere identisch ist mit den Deckschollen auf der Nordseite des Taminatales. TOLWINSKI nennt diese Masse die „Drachenüberschiebung“, die tiefere die „Calandaüberschiebung“. Über dem Eocän der autochthonen Gesteinsfolge liegt die Glarner Decke. An der Westseite der Grauen Hörner ist die Auflagerung auf 4 km ununterbrochen zu verfolgen. Die Überschiebungsfäche fällt hier ganz regelmäßig mit etwa 12° gegen Norden. Unter dem Verrucano, dem ältesten Glied der Glarner Decke, liegen als Reste des Mittelschenkels Lochseitenkalk, Rötidolomit und vereinzelt Quartenschiefer. Am Grüplibach bei Wangs ist der Mittelschenkel sehr gut erhalten. Im Verrucano ist nur der Quarzsandstein an seiner oberen Grenze gegen den Rötidolomit (hangender Schenkel) auf weite Strecken gut verfolgbar („Melser Sandstein“). Dieser Sandstein findet sich aber auch an der Basis des Verrucano (also im verkehrten Mittelschenkel). Der Verrucano bildet also wirklich den Kern einer liegenden Falte. Im übrigen besteht der Verrucano aus zerdrückten Konglomeraten, Sandsteinschiefern und roten Ton-schiefern. Rötliche Farbtöne herrschen, nur an den eigentlichen Grauen Hörnern ist grüner Verrucano häufiger. Die Mächtigkeit beträgt bis über 600 m. Im Rötidolomit des hangenden Schenkels treten sekundäre Falten auf. Östlich der Grauen Hörner finden sich noch mehrere von der Erosion abgetrennte Stücke der Glarner Decke. Schwer dentbar ist der Lias des Kirchenhügels von Wangs. Die Massen, die sich von der Alp Gaffia zur Alp Krinnen bei Ragaz hinziehen, sind Teile des Mittelschenkels. Die Schichten liegen meist verkehrt und sind mechanisch sehr stark beeinflußt. Der Mittelschenkel ist auch noch bei Mastrils auf der Calandaseite erkennbar. Sie steigen von hier zum Piz Alun hinauf. Der „Ragazer Marmor“ liegt wahrscheinlich auch verkehrt. Der Seewerkalk auf dem Gipfel des Monte Luna dürfte ebenfalls zum Mittelschenkel gehören. Das Eocän unter der Überschiebung liegt in dem tieferen Teile ruhiger, aber der Wildflysch zeigt außerordentliche Dislokationen im großen und kleinen. [Die Seewerkalkmassen an der Basis des Wildflyschs gehören wohl zu diesem und sind nicht abgerissene Fetzen aus dem Helvetikum. Ref.] Nach TOLWINSKI ist die Drachenüberschiebung erst nach Entstehung der Glarner Decke erfolgt. Dafür spricht die Tektonik des Eocäns. Dann muß noch eine Aufwölbung des autochthonen Massivs erfolgt sein, denn

die Drachentüberschiebungsmasse wölbt sich konkordant mit diesem. Diese zentralmassivischen Stauungen hoben die Wurzelgebiete der Glarner Decke, was ihre teilweise Abtragung zur Folge hatte. **Otto Wilckens.**

Arnold Heim: Über die Beatushöhlen am Thuner See. (Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich. **54.** 52—63. 1909.)

Die Beatushöhlen liegen auf der Nordseite des Thuner Sees in der Pilatusdecke, die hier folgende Schichtreihe zeigt: 1. Kieselkalk (Haute-rije), 2. Altmannschichten (unteres Barrême), 3. Drusbergschichten (mittleres Barrême), 4. unteren Schrattenkalk (oberes Barrême), 5. oberen Schrattenkalk (unteres Apt), 6. Hohgantsandstein (Mitteleocän). Die drei großen Verwerfungen, die die Decke durchsetzen (Sundlauenenbruch, Beatenbruch, „Nasenbruch“) und jeweils den nach dem Innern der Alpen zu gelegenen Flügel absenken, sind ohne Einfluß auf die Lage der Höhlen, die, soweit sie erschlossen sind, ganz im unteren Schrattenkalk stehen. Die Höhlen sind das Werk des fließenden Wassers und folgen mit Vorliebe den ausgesprochenen Schichtflächen. In der äußeren Hälfte der ausgebauten Höhlengänge bildet sogar ein und dieselbe Schichtfläche das ebene Höhlendach. Durch Nachbrechen von oben ist die Höhle zu Grotten erweitert. Ein tosender Bergbach durchrauscht teils einen eigenen Höhlengang, teils die begehbarer Höhle. Die Höhle ist reich an Kalksinterabsätzen. Auffallend sind größere Granitgerölle. Auf welchem Weg dieselben in die Höhle gelangt sind, ist unbekannt. Auch die Herkunft des Baches kennt man bislang nicht. **Otto Wilckens.**

Ernst Fürrer: Bemerkung über einen Bergsturz bei Bormio. (Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich. **60.** [1915.] 48—54.)

Am Dosso Reit nördlich von Bormio liegt die Abrißfläche eines großen Bergsturzes. Sie ist etwa 1,5 km breit; ihr oberer Rand liegt bei 2800 m, der untere bei 2000. Das Material des Bergsturzes ist Trias-dolomit. Die stürzende Masse brandete zunächst gegen den SO-Pfeiler des Monte delle Scale, dann gegen den NO-Sporn des Monte Masucco und teilte sich hier, so daß ein Arm ins Viola-, ein anderer ins Addatal gegen Bormio hin hinausführte. Im Violatal wurde durch den Sturz ein See von 2—3 km Länge aufgestaut, die Adda wurde stellenweise gezwungen, ihren Lauf zu ändern. Das Alter des Felssturzes ist nacheiszeitlich; denn die Formen der Sturzmassen sind ganz frisch und die Vegetation bedeckt sie noch nicht ganz. Dabei hat sich die Viola aber eine 70 m tiefe Schlucht durch die Felstrümmer gesägt. Das Bergsturzgebiet ist etwa 6 qkm groß, die abgestürzte Masse schätzungsweise 180 Mill. cbm. **Otto Wilckens.**

Ostalpen.

W. HAMMER: Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. I. Über Verrucano und Trias im Schliniger- und Avignatale. (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1907. No. 16. 369—378.)

Die Anseinandersetzungen des Autors schließen an SCHILLER's Bearbeitung der Lischanna- und P. Lad-Gruppe an. Das kristalline Grundgebirge der tirolischen Seite der Sesvennagruppe trennt sich in zwei petrographisch und tektonisch verschiedene Bereiche, deren Grenze eine große, das Schlinigtal durchschneidende Überschiebung ist¹. Nördlich derselben liegt die Ötztaler Masse an, die aus Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Amphiboliten besteht. Südlich fand unter der Überschiebungslinie breit sich die Münstertaler Gneismasse aus, die ein gewaltiger Aufbruch von Orthogneis ist; die Augengneise derselben entsprechen den *Angelus*-Gneisen der Laaser-Gruppe. Die Münstertaler Gneismasse taucht an der Schlinigüberschiebung unter die Ötztasse und wird im Westen (Sesvennatale, Sterlexkamm) von jüngeren Sedimenten und im Süden von den Phyllitgneisen des Ciavalatschkammes bedeckt.

Vom Schlinigtal bis in das Münstertal liegen die jüngeren Ablagerungen durchaus granitischen Gesteinen auf, was ihren Charakter bedingt; denn der Verrucano besteht aus sericitreichen Sandsteinen und Arkosen, die oft schwer vom Liegenden zu trennen sind. Im Münstertal und besonders südlich davon treten die grobsandigen Sedimente zurück zugunsten von Sericitphylliten, welche zu dem Verrucano der Ortlergruppe überleiten.

Im Hangenden des Verrucano sind Quarzsandsteine, meist von quartischem Habitus, vorhanden, wozu kalkig-dolomitische Lagen treten; auch Eisendolomite treten auf, welche ein Analogon im Ortlergebiete (Zumpanell) haben. Das Ganze ist in den Buntsandstein zu stellen; zwischen ihm und dem Muschelkalk ist im Engadin nach SCHILLER und ZOEPPRITZ ein Übergang beschrieben. Die von SCHILLER versuchte Dreigliederung in Verrucano, Servino und Buntsandstein ist nach HAMMER in dem besprochenen Gebiete nicht durchführbar.

In der Lischanna-Gruppe besteht der Muschelkalk aus einer Folge von dunkelgrauen Dolomiten und Kalken (SCHILLER). An der Rims spitze sind dunkle Kalke, z. T. mit *Encrinus*- und *Pentacrinus*-Stielgliedern, sandige Gesteine, Kalkschiefer usw. vorhanden. An diese Ausbildung schließt sich jene des Schlinigtals im wesentlichen an, wobei es allerdings fraglich ist, ob einzelne Schichtfolgen nicht tektonisch gestört sind; in allen Profilen kehrt ein lichtweisser, gelb verwitternder Kalk bzw. Dolomit wieder.

Die Triaskappen (auf der Münstertaler Gneismasse) im Avigna- und Arundatale stimmen in ihrer Schichtfolge gut überein. Über dem Verrucano

¹ Das ist SPITZ-DYHRENFURTH's Schlinigüberschiebung, siehe Referat 1916. II. -88, 92, 93-.

liegen Dolomite mit Encriniten-Stielgliedern, Gyroporellen und Zweischalern; darüber folgen dolomitische Kalkschiefer; am Sterlexkamm folgen darüber lichte, gelb verwitternde Kalke (wie im Schlinigtale), dann nochmals Kalkschiefer und Dolomit, was wohl eine stratigraphische und nicht eine tektonische Folge ist. In diesem oberen Dolomit liegt wohl, wie am Föllerkopf, eine Vertretung des Wetterstein-Niveaus vor.

Fr. Heritsch.

W. Hammer: Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. II. Der Westrand der Ötztaler Masse. (Verhandl. d. k. geol. Reichsanst. 1908. No. 4. 98—107. Mit 3 Textfig.)

Das Schlinigtal trennt die Ötztaler Masse von der Gneismasse der Sesvenna (Münstertaler Gneismasse). Auf der letzteren liegen südlich vom Schlinigtal Reste der Verrucano-Triasbedeckung und in der Lischanna-P. Lad-Gruppe eine geschlossene und mächtige Serie derselben Bedeckung. An der das Schlinigtal durchsetzenden Überschiebung der Ötzmasse auf die Münstertaler Gneismasse (Schlinigüberschiebung) ist eine Kette von Triasresten vorhanden, die bei Schleis beginnt, wo eine innige Verfaltung von triadischen Dolomiten und Kalke mit dem unterlagernden Granitgneis vorhanden ist; in der weiteren Folge treten auch Quarzverwerfungen auf. — Alle Verrucano-Triasreste liegen auf Granitgneis und werden von den Gesteinen der Ötzmasse (Phyllitgneise, Glimmerschiefer etc.) überschoben. — An der Schlinigeralpe ist die Trias in größerem Umfange erhalten (Föllerkopf); dort sind im Gebiete der Pforzheimer Hütte noch andere Schichten vorhanden; es sind das Kalkschiefer, welche SCHILLER in das Tithon gestellt hat; das bezeichnet HAMMER als fraglich und meint, daß man die Schichtfolge eventuell in den Muschelkalk stellen könnte¹. Ferner sind noch schwarze Tonschiefer, die vollständig den Liasschiefern der Lischanna gleichen, vorhanden.

Die Tektonik des Föllerkopfes ist durch Schuppen beherrscht; denn man beobachtet die Folge: Verrucano — Muschelkalk — triadischer Dolomit — Lias — Verrucano — Muschelkalk — Triasdolomit — Tithon. Darüber liegt die Ötzmasse.

Die Schlinigüberschiebung setzt in das Umatal fort, wobei es sich nicht um Überfaltung, sondern um bruchweise Zerreißung des Verbandes und um daranschließende Aufschiebung handelt. [SPITZ-DYHRENFURTH, siehe Ref. l. c. p. -88—93-, deuten die Verhältnisse im Lichte der rhätischen Bögen etwas anders]. Für die Ausdehnung der überschobenen Gneisdecke bestehen Anhaltspunkte in kleinen Deckschollen auf dem Piz Rims, P. Cornet, P. Lischanna usw. Die weitest entfernte Gneisdeckscholle ist 6 km vom nächsten Punkt des Überschiebungsrandes entfernt. Die Bewegung der Überschiebung war gegen Westen oder Westnordwesten gerichtet. Gegen

¹ Auf der Karte Bl. Glurus—Ortler, aufgenommen von HAMMER, sind diese Schichten als Tithon ausgeschieden.

Süden versinkt die Überschiebung unter den Schutt des Etschtales. Im Nordwesten schließt am P. Lad der hangende und der liegende Gneis zusammen.

Fr. Heritsch.

W. Hammer: Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. III. Über das Vorkommen von Trias und Jura im unteren Rojental. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1910. No. 2. 64—68.)

Das Gesamtgebiet des Rojentales (südwestlich vom Reschenscheideck) ist mit einer geringen Ausnahme in die kristallinen Schiefer der Ötztalmasse eingeschnitten. Nur beim Weiler Rojen sind jüngere Schichten vorhanden; es sind hellgraue Dolomite, graue und rötliche Kalkschiefer, weiß und schwach rotgefleckte dichte Kalke, graue Kalke, Breccien, mergelige Schiefer usw. Lithologisch entsprechen die Gesteine vollständig solchen der Lischanna-Gruppe, und zwar dem Hauptdolomit, dem Lias oder den Tithonkalkschiefern. Die kristalline Ötztalmasse, welche auf die Trias-Jura-falten der Lischanna-Gruppe hinaufgeschoben ist, liegt auf dem Trias-Jura-Vorkommen von Rojen; dieses bildet ein Fenster, in welchem das Mesozoicum der Lischanna neuerlich zum Vorschein kommt. Das NW-Streichen der mesozoischen Mulde von Rogen stimmt nicht mit O—W- bis NO-Streichen der mesozoischen Schichten der Schweizer Seite überein [worauf wohl kaum Gewicht zu legen ist, da es sich um Vorkommen unter einer gewaltigen Überschiebungsdecke handelt. Ref.].

Fr. Heritsch.

W. Hammer: Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. IV. Die Ganggesteine der Elferspitzgruppe und des Rasasserrates. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1912. No. 4. 121—149.)

Die Kenntnis der seit langer Zeit bekannten Vorkommnisse wurde durch den Verf. hinsichtlich der Zahl der Gänge, der Gesteinsarten und der Lagerungsverhältnisse wesentlich erweitert. Die Zahl der Gänge beträgt nun zwischen Graun und dem Uinatal fünfzig; sie durchschwärmen eine 3—4 km breite, nordöstlich verlaufende Zone, die im W vom Überschiebungsrand der Ötztalmasse (Schlinigüberschiebung) abgeschnitten wird; auch die Deckscholle der Ötztalmasse am P. Cornet enthält noch Gänge. Es handelt sich durchaus um intrusive Gangbildungen; eine Umwandlung der durchbrochenen Gesteine am Kontakt konnte an keiner Stelle festgestellt werden; dagegen ist in der Regel eine randliche Differenzierung des Eruptivgesteinss in Zusammensetzung und Struktur eingetreten. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen 1 und 40 m. Die durchbrochenen Gesteine sind Biotitgneise. — Unter den Ganggesteinen werden folgende unterschieden und petrographisch beschrieben:

Granitporphyrische Reihe: Aplitporphyre (den Dioritapliten nahestehend und den Tonalitporphyriten der Vintschgau-Ortler-Gänge entsprechend), Granitporphyre (z. T. von basischen Randbildung begleitet),

Quarzdioritporphyrite (entsprechend den Quarzdiorit- oder Tonalitporphyriten der Ortleralpen).

Reihe der diabasischen Gesteine: Quarzdiabas und Quarzdiabasporphyrit, Diabas und Proterobase, Diabasporphyrit (Labradorporphyrit).

Die Glieder der beiden Reihen treten z. T. miteinander verbunden auf und stammen aus einem Magma in der Tiefe, wobei zuerst der basische Teil gefördert wurde. Eine Differentiation hat nicht nur in der Tiefe, sondern auch in den Gängen stattgefunden; das diabasische und das granitporphyrische Magma treten auch in großen einfachen Gängen mit einer durch Übergänge verbundenen eigentlichen Randfazies auf (gemischte Gänge).

Da die Deckscholle des Piz Cornet zwei Gänge von Granitporphyrt hat, welche nicht in das darunterliegende Triasgebirge fortsetzen, so muß geschlossen werden, daß die Gänge älter sind als die Westüberschiebung der Ötztalmasse. Die Gänge zeigen Druckschieferung.

Einen für die Altersfrage wichtigen Anhaltspunkt bilden Kalkschollen, von welchen der Autor es als das Wahrscheinlichste hinstellt, daß sie vom Magma aus der Tiefe mitgebracht wurden. Die Kalke sind triadischen und tithonischen Kalken der Lischanna-Gruppe sehr ähnlich. Danach wären die Gänge, sowie die Ortlergänge postmesozoisch.

Die Überschiebung der Ötztalmasse auf das Mesozoicum der Lischanna müßte in zwei Phasen erfolgt sein, welche durch das Emporbrechen der Gänge getrennt sind. Nach der Gangbildung wurde die Ötztalmasse weiter gegen Westen geschoben und mit ihr die Gänge abgerissen.

Die Gangschar der Elferspitzgruppe findet ihre Fortsetzung am Ausgang des Langtauferer Tales; Gänge treten ferner noch im inneren Langtauferer Tale auf. Auch da handelt es sich um Angehörige der oben angeführten zwei Reihen, die hier stark druckschieferig sind und auch in Gesteinen der Ötztalmasse liegen.

Fr. Heritsch.

A. Tornquist: Das Alter der Tiefenerosion im Flußbett der Enns bei Hieflau. (Mitt. d. Wiener geol. Ges. 8. 1915. 207—215. 1 Profil i. T.)

Die Enns durchströmt zwischen Admont und Landl im Gesäuse und der Hieflauer Talenge eine außerordentlich steilwandige und tiefe Erosionsschlucht. Besonders in dem Abschnitt zwischen Hieflau und Landl, stellenweise aber auch weiter oberhalb, sind diluviale Schotter im Tal vorhanden. Das Auftreten dieser Schotter war die Ursache, daß man für den Neubau der Wandauer Brücke, 2,5 km unter Hieflau, zunächst einige Bohrungen vornahm, um den anstehenden Fels, den man in geringer Tiefe unter dem Flußbett vermutete, festzustellen. Infolge einer Biegung des Flusses sind an dieser Stelle die diluvialen Schotter nur auf der linken Talseite in größerer Ausdehnung erhalten. Während nun die Bohrungen auf dem

rechten Ufer das anstehende Gestein schon in 3 bis 5 m Tiefe erreichten, wurden die linksseitigen in 20 m Tiefe aufgegeben, ohne die Schotter durchfahren zu haben. Aus einer auffallenden Verschiedenheit der Korngröße und Zusammensetzung der Schotter von 0 bis 4 m und derjenigen von 4 bis 20 m Tiefe läßt sich schließen, daß nur jene rezent, diese aber diluvial sind. Sie entsprechen der Niederterrasse, die bis 570 m Höhe hinauf reicht und während der Würmeiszeit gebildet wurde. Dagegen wird die Ennsnagelfluh, die Höhen bis 780 m erreicht, von PENCK mit den älteren Deckenschottern parallelisiert, die der Zeit der zunehmenden Rißvereisung entstammen. Damals war das Ennstal noch wesentlich weniger tief eingeschnitten als heute. Beim Abschmelzen der Rißgletscher wurde es bis weit unter das heutige Flußbett ausgehölt, dann aber beim Eintritt der Würmeiszeit mit den Niederterrassenschottern ausgefüllt, die bis heute noch nicht ganz entfernt sind. Wir erkennen daher folgende Phasen der Ausbildung der Ennsschlucht:

4. Postdiluvialzeit und Abschmelzperiode der Würmeisung: Ausräumung der Schlucht bis zur heutigen Tiefe.
3. Eiszunahme der Würmeisung: Ausfüllung der Klamm bis 570 m über dem Meere. Niederterrasse.
2. Abschmelzperiode der Rißvereisung: Haupterosion der Tiefe der Ennsschlucht, mehr als 20 m unter das heutige Flußniveau.
1. Eiszunahme der Rißvereisung: Bildung der Ennstalnagelfluh auf der Hochterrasse, 800 m über dem Meere.

Die außerordentlich starke Erosionswirkung in der Phase 2 beruht nicht nur auf einer großen Wassermenge im Fluß, sondern auch auf einer tieferen Lage der Erosionsbasis, infolge der damals noch geringeren Aufschüttung des unteren Talgebietes der Enns.

Ähnliche, wenn auch weniger genau untersuchte Fälle einer unerwartet mächtigen Schotterdecke auf der Sohle enger Flußtäler sind in den Ostalpen schon vielfach bekannt geworden (Pontlatzbrücke über den Inn, Tauernbahnbrücke über die Gasteiner Klamm bei Lend, Salzachöfen, Salachdurchbruch bei Reichenhall, Talsperre „Erlaufklause“ etc.). Die Erscheinung zeigt sich vorwiegend in Höhenlagen unter 1000 m, während geschlossene Felsriegel, in denen der Fluß heute erodiert, erst über 1500 m Höhe häufig werden. Dies spricht sehr für den Zusammenhang des Phänomens mit der großen Aufschüttung im Unterlauf der Flüsse am Ende der Rißvereisung.

J. v. Pia.

J. Schadler: Zur Kenntnis der Einschlüsse in den südsteirischen Basalttuffen und ihrer Mineralien. (TSCHERM. Min. u. petr. Mitt. **32**. 1913. 485—511.)

An den schönen und interessanten Untersuchungen des Autors ist nur auszusetzen, daß es sich nicht um südsteirische Basalttuffeinschlüsse handelt, sondern das mittelsteirische Gleichenberger Basaltgebiet behandelt

wird. [In Südsteiermark gibt es keine Basalte, sondern nur Dacite und Andesite. Ref.]

Verf. untersucht die Olivinbomben, bestehend aus Olivin, Bronzit, Chromdiopsid und Pikotit. Die Analyse der Bomben ergibt eine große Übereinstimmung mit Lherzolith. Der Autor beschreibt weiterhin noch Auswürflinge von Hornblende und Pyroxen. Hornblendeauswürflinge und Olivinbomben kommen zusammen vor; es gibt Olivinbomben, welche von einer kristallinen Hülle von Hornblende und Biotit überzogen sind; die Olivinbomben waren wohl schon fertig und fest, als die Anlagerung von Hornblende und Biotit erfolgte. Die Olivinbomben und die kristallinen Hornblende-Biotitaggregate bildeten sich in großer Tiefe. Die Entscheidung, ob Differentiationsprodukte aus dem Basalt oder ob exogene Einschlüsse vorliegen, ist schwer; Verf. neigt der ersteren Ansicht zu. Zum Schluß wird eine Zusammenstellung der Fundorte von Olivinbomben auf der ganzen Erde und ein Verzeichnis der Literatur gegeben.

Fr. Heritsch.

F. Heritsch: Beobachtungen am Tuffkegel von Kapfenstein bei Fehring. (Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 51. 1914. 1—7.)

Bei diesem dem Gleichenberger Eruptivgebiete angehörenden Basalttuffkegel ist der Krater noch halbwegs zu erkennen. Zur Beschreibung und Abbildung gelangt ferner eine Diskordanz in den Tuffen, die durch zwei Phasen der Tätigkeit zu erklären ist. Fr. Heritsch.

Österreich-Ungarn.

Geyer, Georg: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1916. 177—238. 2 Taf. 2 Textfig.)

Taeger, Heinrich: Der Westausgang des eigentlichen Bakony und neue Skizzen aus seinem Zentralteil. (Jahresber. d. K. Ung. geol. Reichsanst. f. 1914. Budapest 1915. 387—405.)

Asien.

- Brouwer, H. A.: Geologische verkenningen in de Oostelijke Molukken. (Verhandelingen van het Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Kolonien. Geologische Serie. 1913. Deel III. 31—55. 1 Taf.)
- Reisbericht omtrent geologische verkenningstochten op verschillende Eilanden der Molukken. II. (Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. 1915. 2. Ser. Dl. XXXII. Afl. 7. 825—830.)

- Brouwer, H. A.: Reisbericht omtrent geologische verkenningstochten op verschillende Eilanden der Molukken. III. (Ebendaselbst. 1916. 2. Ser. Dl. XXXIII. Afl. 1. 83—94. 2 Textfig.)
- Over de Geologie der Soela-Eilanden. (Voorloopig Reisbericht.) (Ebendaselbst. 1915. 2. Ser. Dl. XXXII. Afl. 4. 509—512.)

Deutsche Kolonien.

Rimann, Eberhard: 2. Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika. (Druck v. Arthur Scholem, Berlin SW. Beuthstr. 6. 327—343.)

Stratigraphie.

Cambrische Formation.

Dale, T. N.: The Algonkian-Cambrian Boundary East of the Green Mountain Axis in Vermont. (Amer. Journ. of Sc. 1916. **42**. 248. 120—124. 1 Textfig.)

Silurische Formation.

Charles S. Prosser: The classification of the Niagaran Formation in western Ohio. (Journ. of Geol. **24**. No. 4. May—June 1916. Chicago, Illinois, U. S. A. 334—365.)

Es werden lediglich eine Reihe von Profilen aus dem höheren Unter- und tiefsten Obersilur des westlichen Ohio beschrieben. Die aus dem Gebiet des Ludlow creek lassen sich zu folgendem Schema zusammenfassen:

Niagaran series		Silurian
Springfield dolomite		
Mattled zone		
Laurel limestone		
Shale zone	}	
Dayton limestone	}	
Oswegian series		
Brassfield limestone (= Clinton ¹ = Medina-Cataract)		

Ordovician

Cincinnatian series
Belfast bed (Top of the Richmond formation)

¹ Der dauernde Wechsel in den Bezeichnungen bekannter Horizonte erschwert — wie seit Jahren — das Studium amerikanischer Formationen. Red.

Für den Brassfield limestone, der früher dem Clinton (unterst. Niagaran) für äquivalent gehalten, wird Gleichaltrigkeit mit dem Medina Sandstone von New York wahrscheinlich gemacht.

Ein Profil aus der Gegend von Covington zeigt den vollständigen Übergang vom Unter- zum Obersilur. Bedauerlich ist die Fossilarmut:

- ▲ Cedarville dolomit mit *Pentamerus oblongus* Sow. und *Favosites niagarensis* HALL
- Springfield dolomit mit *Pentamerus oblongus* Sow.
- Mattled zone mit *Pentamerus* sp.
- Laurel limestone mit *Pentamerus*
- Osgood beds
- Dayton limestone
- Brassfield limestone
- Richmond formation.

Ein weiteres Profil von Covington geht von der Mattled zone bis in den Cedarville dolomit.

Ein Profil aus Lewisburg (Brassfield limestone—Cedarville dolomit) nennt aus dem Springfield dolomit *Calymene niagarensis* HALL.

Einige Analysen erläutern das Verhältnis von Mg, Ca und SiO₃ in den einzelnen Zonen.

Ein letztes Profil von Laurel, Indiana, von Richmond formation bis Laurel limestone zeigt die Übereinstimmung mit den Verhältnissen in Ohio.

A. Born.

Prosser, S. C.: The Stratigraphic Position of the Hillsboro Sandstone.
(Amer. Journ. of Sc. 1916. 41. 245. 435—448.)

Rowley, R. R.: The Edgewood Limestone of Pike County, Missouri.
(Amer. Journ. of Sc. 1916. 244. 317—320.)

Devonische Formation.

W Paeckelmann: Das Oberdevon des Bergischen Landes. (Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 70. 1913. Mit 1 Übersichtskarte, 1 Profiltafel, 5 Fossiltafeln u. 4 Textfig.)

Das Oberdevongebiet des Bergischen Landes zwischen Ratingen und Schwelm gehört in seinem nördlichen Teil dem Velberter Hauptsattel, in seinem südlichen der Wittener Hauptmulde an. Von ihren Spezialmulden, deren zugehörige Sättel als Massenkalkzüge ausgebildet sind, ist die südlichste, die Herzkamper oder Horather Mulde, die ausgedehnteste und wichtigste. Sie grenzt im Süden mit großen Störungen an den Lenne-schiefersattel von Gräfrath—Elberfeld—Barmen—Schwelm. Drei verschieden-alterige Gruppen von Verwerfungen sind von besonderer Bedeutung.
1. Alte (devonische?) nordnordwestlich streichende Querverwerfungen

namentlich auf Blatt Hagen; sie werden von den Ennepestörungen abgeschnitten. 2. Tertiäre Längsverwerfungen (Ennepestörungen), an denen der Massenkalk und das Oberdevon östlich von Elberfeld staffelartig abgesunken sind; sie streichen westnordwestlich oder westlich. Bezeichnend sind jugendliche Isoklinalgräben und Horste, wie der große Osterholzgraben der Herzkamper Mulde, die früher durch Überschiebungen erklärt wurden. 3. Junge, nördlich bis nordwestlich gerichtete Querverwerfungen, die die beiden anderen Systeme durchsetzen und eine weitere Zerstückelung des Gebietes herbeiführten.

Das Oberdevon ist hauptsächlich in kalkig- bis sandig-schieferiger Fazies, seltener, namentlich im Westen von Elberfeld, sind die tieferen Schichten in der Massenkalkfazies als Iberger Kalk ausgebildet. Die eingehende Untersuchung und Beschreibung der Massenkalkzüge zeigt eine weitere Gliederung dieser Fazies. Es ergibt sich zunächst eine Einteilung des Massenkalkes des Bergischen Landes, der eine Gesamtmaßigkeit von ungefähr 1000 m besitzt, in: 1. Oberer Stringocephalenkalk, 2. Dorper Kalk, 3. Iberger Kalk. Der obere Stringocephalenkalk, dem der größte Teil des Massenkalkes zugehört, lässt sich weiterhin gliedern.

Der untere Horizont setzt sich zusammen aus hellen Korallen- und Stromatoporenkalken mit Einlagerungen von fossilreichen Mergelbänken (Fauna von Schwelm—Martfeld). Der mittlere Horizont des oberen Stringocephalenkalkes wird gebildet durch den dunklen, oft schwarzen dickbankigen *Amphipora*-Kalk. Darüber folgen als oberer Horizont dickbankige, helle, vorwiegend von *Actinostroma verrucosum* zusammengesetzte Kalke. Die Fauna dieses Horizontes (hauptsächlicher Fundort Eskesberg und Dornaper Gebiet) ist verschieden von der des unteren Horizontes (Schwelm); es fehlen *Uncites gryphus* und *Spirifer hians* v. B.; im übrigen besteht sie namentlich aus Gastropoden von Villmarer Arten, Brachiopoden und Korallen; der bezeichnende *Stringocephalus* und *Maeneceras terebratum* sind sehr selten.

Der Dorper Kalk, das Übergangsglied zwischen oberem Stringocephalenkalk und dem oberdevonischen Iberger Kalk, gleicht petrographisch vollkommen den *Actinostroma*-Kalken des obersten Stringocephalenkalkhorizontes. Die Fauna ist sehr reichhaltig (Steinbrüche von Knappertsbusch und Hofermühle) an Korallen und Brachiopoden; Gastropoden, Lamellibranchiaten, Trilobiten und vor allem Cephalopoden treten demgegenüber zurück; sie ist eine typische Mischfauna, aus jungmitteldevonischen und oberdevonischen Formen zusammengesetzt. Die bezeichnendste Form des Dorper Kalkes ist *Atrypa tubae costata* n. sp.; von oberdevonischen Leitformen kommen u. a. vor *Spirifer*, Gruppe des *Sp. bifidus*, *Sp. Verneuilli*, *Phillipastraea Hennahi*. Als neue Formen dieses Grenzhorizontes werden beschrieben und abgebildet: *Conocardium rotundum*, *Conocardium* n. sp. aff. *Beuss-hauseni* DREV., *Loxopteria* n. sp., *Euomphalus pulcher*, *Pleurotomaria* n. sp. aff. *catenulata* A. V., *Diaphorostoma* n. sp. aff. *lineatum* CONR., *Atrypa tubae costata*, *Rhynchonella (Hypothyris) praebergensis*, *Rh. (Pugnax) postelliptica*.

Als Basisschichten der reinen oberdevonischen Kalkfazies haben zu gelten wenig mächtige dunkle Flinzschiefer mit Einlagerung von Flinzkalken, die einer plötzlichen Meeresvertiefung entsprechen und eine echte oberdevonische Tiefseefauna führen.

Die Massenkalkbildung setzt darauf wieder ein und bildet den 100 m mächtigen hellgefärbten, kristallinischen bankigen Iberger Kalk, der sich auch petrographisch leicht von den älteren Massenkalken unterscheidet. Die äußerst reiche Fauna (Knappertsbusch, Voßbeek, Metzenberg) zeigt deutliches Gepräge der bekannten Iberger Kalkfaunen: cephalopodenarm, brachiopodenreich; Korallen treten den Brachiopoden gegenüber zurück. Als neue Arten werden aufgestellt: *Cryphaeus nasocostatus*, *Avicula globosa*, *Platyceras compressum* var. *furcatum*, *Spirifer (Gürichella) angustisellatus*, *Sp. (Martinia) inflatus* var. *sellata*, *Spirifer* n. sp. aff. *macrorhynchus* SCHNUR.

Eine Parallelisierung des Massenkalkes des Bergischen Landes mit der Entwicklung bei Aachen und bei Letmathe—Iserlohn zeigt folgende Tabelle:

Aachen	Herzkammer Mulde westlich Elberfeld	Letmathe—Iserlohn
Frasnekalk	↑ Flinzschiefer Iberger Kalk Flinzs. a. d. Basis d. Iberg. Kalk.	Flinz des unteren Oberdevons
Grenzschiefer	Dorper Kalk	Prolecanitenschiefer
Givetkalk	Oberer Horizont (Helle <i>Actinostroma</i> -Kalke mit Villmarer Fauna)	Tentaculitenschiefer des oberen Mitteldevons
	Oberer Stringocephalenkalk	Flinz des oberen Mitteldevons
	Mittlerer Horizont (Dunkler <i>Amphipora</i> -Kalk)	Brachiopodenkalk
	Unterer Horizont (Helle od. dunkle Stromatoporidenkalke u. mergelige Kalksteine mit Korallen)	Massenkalk
Quadrigenium- Schichten	Obere Honseler Schichten	Obere Honseler Schichten

Die schieferige Entwicklung des Oberdevons schließt sich im Osten an die sauerländische Fazies, im Westen an die belgische an. Weniger im unteren Oberdevon als besonders im oberen Oberdevon tritt eine Faziesverschiedenheit zwischen dem östlichen und westlichen Teil des Gebietes hervor.

Im östlichen Bereich des Südfügels der Herzkammer Mulde lässt sich eine Gliederung im Flinzschiefer und Matagneschichten vornehmen. Die Übergangsschichten des oberen Stringocephalenkalkes zu den Flinzschiefern wird durch die wenig mächtigen sogen. Gruitener Schichten gebildet, die petrographisch einen allmählichen Übergang von Massenkalk zu reinen Flinzschiefern zeigen und in ihrer an Brachiopoden, Gastropoden und Korallen reichen Fauna teils Formen des oberen Mitteldevons, teils alt-oberdevonische Spezies aufweisen. Der Flinzschieferhorizont ist mehrere hundert Meter mächtig und besteht aus harten graubraunen, oft schwarzen Tonschiefern mit einem gewissen Kalkgehalt. Darüber liegen die Matagneschichten (in stratigraphischem Sinne, nicht als Faziesbezeichnung). Die unteren Matagneschichten, aus dunklen milden Tonschiefern oder braunen Mergelschichten mit kleinen verkiesten Cephalopoden und Zweischalern bestehend, stellen das Äquivalent der Matagneschichten Belgiens und der Aachener Gegend sowie der Büdesheimer Goniatitenschiefer dar. Sie gehen durch allmähliche Aufnahme von Nierenkalkbänken in den bis 50 m mächtigen Nierenkalk der oberen Matagneschichten über. Dieser Nierenkalk ist ein hartes, hellgelbes Gestein; er hat eine kleine interessante Fauna geliefert, in der neben Cephalopoden und kleinen Einzelkorallen (Formen des Adorfer Kalkes) große dickschalige Brachiopoden und Riffkorallen auftreten. Zwischen unteren und oberen Matagneschichten kommt bei Elberfeld und Barmen ein mandelsteinartiger Diabas vor, der eine auffallende Ähnlichkeit mit den oberdevonischen Deckdiabasen des Dillenburgischen zeigt.

Im westlichen Teil des Südfügels der Herzkammer Mulde setzt der fossilarme und eintönige Flinzschiefer des unteren Oberdevon den „Osterholzgraben“ zusammen; die Matagneschichten haben hier nur geringe Verbreitung.

Auf dem Nordflügel der Herzkammer Mulde in der Mettmanner Gegend besteht der Flinzschieferhorizont aus einer hauptsächlich aus Flinzschiefern zusammengesetzten unteren und einer vorwiegend aus wulstigen Plattenkalken aufgebauten oberen Zone. Das Auftreten eines lokalen Phillipastränenriffes erinnert sehr an die Frasneschiefer von Aachen. Die unteren Matagneschichten haben in diesem Gebiet meist das Aussehen der Flinzschiefer; darüber folgt der Schieferlagen führende Nierenkalk der oberen Matagneschichten.

Im oberen Oberdevon lassen sich das östliche und westliche Faziesgebiet scharf auseinanderhalten. Im ersten Bezirk, dem Gebiet östlich von Dornap, lässt sich die Gliederung DENCKMANN's aus der Letmather Gegend durchführen. Im besonderen lassen sich von unten nach oben unterscheiden: 1. Untere Cypridinenschiefer. Sie liegen konkordant auf oberen Matagneschichten und sind entwickelt als graugrüne sandige Ton-

schiefer; im oberen Teil treten bisweilen rote Cypridinenschiefer auf. Mancherorts findet sich eine reiche, auf tieferes Meer deutende Fauna, namentlich die Ostracodengattungen *Entomis* und *Richterina*, *Posidonia venusta* etc. *Chiloceras Verneuilli* MNSTR. und *Cosmocrinus Holzapfeli* JAEK. weisen auf den Horizont von Nehden bei Brilon. 2. Horizont der plattigen Glimmersandsteine, mit wulstigen Oberflächen auf den Schichtflächen, 60—100 m mächtig, eine Ablagerung des flacheren Meeres, fossileer. 3. Rote und grüne Cypridinenschiefer, nur an wenigen Stellen erhalten; charakteristische Fossilien fehlen. 4. Rote und grüne Kalkknotenschiefer; durch Weglösen der Kalkknoten entsteht das bekannte Kramenzelgestein. Fossilien wurden nicht gefunden. 5. Obere Cypridinenschiefer. Es sind graugrüne, bisweilen graubraune, milde Tonschiefer, die einige hundert Meter mächtig werden und als Äquivalent der Wocklumer Schichten DENCKMANN's aufzufassen sind, aber fast niemals wie letztere kalkige Einlagerungen enthalten. Die Ostracodengattung *Richterina* ist häufig, *Entomis serrato-striata* kommt nur noch sehr selten vor. Im Üllendahl bei Elberfeld treten in diesem Horizont rote Clymenienmergel mit einer reichen Fauna auf.

Bei Dornap verschwindet die sauerländische Facies des oberen Oberdevons. Westlich Dornap wird es gebildet von einer sehr mächtigen Folge von Schiefern und Sandsteinen, den Velberter Schichten, die in ihrer Fazies an die Faimenneschichten des Aachener Sattels erinnern. Hervorzuheben ist, daß im westlichen Teil der Herzkammer Mulde an der Basis des oberen Oberdevons ein etwa 150 m mächtiger „Horizont der grauen Kalknollenschiefer“ auszuscheiden ist; in dem unteren Teil dieses Horizonts tritt eine mancherorts reich verkieste Fauna auf, die eine Zugehörigkeit zu der Fauna der unteren Cypridinenschiefer und der Fauna der Goniatitenschiefer von Nehden zeigt.

Aus dem oberen Oberdevon hauptsächlich des östlichen Faziesgebietes werden folgende neue Arten beschrieben und abgebildet: *Phacops granulatus* n. var. *minor*, *Eurychilina rhenana*, *E. parvula*, *Eurychilina* n. sp., *Entomis costata* n. var. *dichotoma*, *Richterina elliptica*, *Aviculopecten concentricus*, *Praecardium* n. sp. aff. *multicostatum* CLARKE, *Spirifer* n. sp. aff. *mediotectus* A. V., *Orthis* n. sp.

Auch im Untercarbon bildet das Bergische Land ein Grenzgebiet zweier Faziesbildungen. Bei Ratingen ist das ganze Untercarbon als Kohlenkalk vorhanden, östlich von Barmen finden sich ausschließlich Kulmbildungen. Das dazwischenliegende Gebiet zeigt eine Abnahme der Mächtigkeit der Kohlenkalkschichten nach Osten und gleichzeitige Zunahme der Mächtigkeit des Culm. An der Äquivalenz von Kohlenkalk und Culm wird festgehalten. Auf dem Südfügel der Herzkammer Mulde konnten Kohlenkalkschichten — nicht nur rein kalkig, sondern auch schieferig entwickelt — mit der Tournai-Fauna unter Culm festgestellt werden. Die Etroeungt-Schichten sind in diesem Gebiet schieferig entwickelt und enthalten eine reiche Fauna. Die Etroeungt-Fauna setzt sich aus oberdevonischen und untercarbonischen Formen zusammen.

	Velberter Sattel		Herzkammer Mülde
		westlich von Dornap	östlich von Dornap
Unteres Carbon	Kohlenkalk (mit Etruringt)		Culm
Oberes Oberdevon	Velberter Schichten	Velberter Schichten	Obere Cypridinenschiefer
		?	Rote und grüne Kalkknotenschiefer
			Rote und grüne Cypridinenschiefer
		Graue Kalkknollenschiefer (mit Neldener Fauna)	Plattige Glimmersandsteine
			Untere Cypridinenschiefer
Unteres Oberdevon	?	Obere Matagneschichten (vorw. Nierenkalk)	
	„Frasne“-schiefer von Ratingen	Untere Matagneschichten (Büdesheimer Schiefer)	Diabas
		Wulstige Plattenkalke	Flinzschiefer
			Ilberger Kalk
	Dorper Kalk	Gruitemer Schichten	Dorper Kalk
Obere	Stringocephalen- schichten	Oberer Horizont (vorw. <i>Actinostroma</i> -Kalk) ?	?

Die Auffassung E. ZIMMERMANN's, die „Oolithbänke“ als Grenzhorizont von Carbon und Oberdevon anzusehen, ist für den Verf. nicht annehmbar, da diese groben Oolithe von Velbert nur eine lokale Bedeutung haben. [Immerhin treten auch in der Attendorn—Elsper Doppelmulde oolithführende Bänke in den Grenzschichten von Devon und Carbon auf. Ref.] Als neue Formen werden beschrieben: *Phacops circumspectans*, *Macroodus ratingensis*, *Aganides infracarbonicus*.

Eine Übersicht über die Entwicklung des Oberdevons und Unter carbons des Bergischen Landes gibt die Tabelle auf p. -89-.

In dem paläontologischen Teil werden 309 verschiedene Arten entweder nur kurz erwähnt, oder auch näher beschrieben; u. a. erfährt die reiche Ostracodenfauna sowie die Gruppe des *Platyceras compressum* etc. eine eingehende Darstellung.

Für die Gruppe des *Spirifer bifidus* F. A. ROEM., die GÜRICH als Untergattung *Adolfia* zusammengefaßt hat, wird, um Verwechslungen mit der Ammonitengattung *Adolphia* vorzubeugen, der Untergattungsnname *Gürichella* vorgeschlagen.

Der Arbeit ist eine geologische Übersichtskarte des Oberdevons der Herzkammer Mulde zwischen Eckrath und Schwelm 1:50000 beigelegt, auf der u. a. die eingangs erwähnten 3 Gruppen von Verwerfungen getrennt und unterschieden in der Ausführung zur Darstellung gebracht sind.

Cl. Leidhold.

R. Richter: Die Entstehung der abgerollten „Daleider Versteinerungen“ und das Alter ihrer Mutterschichten. (Jahrb. d. k. preuß. geolog. Landesanstalt. 37. Teil I. Heft 2. 247—259. Taf. 25—27.)

Die wegen ihrer vollkommenen Ausbildung und günstigen Erhaltungsweise geschätzten und in allen Sammlungen verbreiteten Steinkerne von Daleiden in der Eifel und Wiltz in Luxemburg zeigen sehr häufig deutliche Spuren von Abrollung. BEUSHAUSEN nahm an, nachdem er unter den Lamellibranchiaten mitteldevonische Arten festgestellt hatte, daß alle diese abgerollten Daleider Versteinerungen sich auf sekundärer Lagerstätte befänden, das Muttergestein z. T. spätmitteldevonisch sein müßte. Die Untersuchungen der Trilobiten von Daleiden, besonders der Gattung *Cryphaeus* und *Acaste*, zeigen nun, daß die Daleider Trilobiten echte Oberkoblenzformen sind, die niemals im Mitteldevon gefunden sind; dieser Nachweis würde für eine gleichzeitige Entstehung der Daleider Steinkerne sprechen. Hierfür spricht zudem die Beobachtung der geologischen Verhältnisse am Ort des Vorkommens. In der Emsstufe (Oberkoblenzschichten) der Eifelmulde treten Versteinerungen in zwei Erscheinungsweisen auf. Einmal in wenigen Zentimetern mächtigen Bänken zu Schalenbreccien angehäuft. Die Schalen der Tiere sind getrennt, die Trilobitenpanzer zerfallen, die Exemplare meist verdrückt. Die Farbe dieser fossilreichen Bänke ist gelb

oder bräunlich. Die begleitenden Schiefer sind milde, zerfallen kleinstückig in Scherben, und verwittern ebenso wie die in ihnen enthaltenen Steinkerne schnell. Häufiger ist die andere Ausbildungsweise: dunkle, harte, blaugraue Schiefer die gelegentlich als Dachschiefer ausgebildet sein können; sie zerfallen in dickplattige, scharfeckige Bruchstücke. In der Gegend von Wiltz liegen sie ziemlich regelmäßig über den weichen, Muschelbreccien führenden Schichten. Diese dunklen Schiefer werden als Ablagerungen ruhigeren Wassers angesehen. Dementsprechend sind Versteinerungen gleichmäßig und selten im ganzen Schichtenkomplex verbreitet; Muscheln und Brachiopoden sind zweiklappig ausgebildet, Trilobiten vollkommen erhalten. Dieser Ausbildungsweise entsprechen die Daleider Steinkerne; ihre Häufigkeit ist durch die Dauer der für die Verwitterung zur Verfügung stehenden Zeit zu erklären. Die Abgerolltheit der Steinkerne ist zurückzuführen lediglich auf Verfrachtung durch das Gekriech, das mit seinen scharfkantigen, dicht gepackten Schieferscherben als wirksames Schleifmittel anzusehen ist. Dementsprechend sind auch die Daleider Versteinerungen als echte Versteinerungen der Emsstufe zu betrachten.

Sollten die Angaben BEUSHAUSEN's über mitteldevonische Lamellibranchiaten unter den Daleider Formen bestätigt werden, so bleibt nur die Erklärung übrig, die betreffenden Arten als stratigraphisch unbrauchbar anzusprechen.

[In der Wiltzer Gegend sind Fossilien in Daleider Erhaltung, namentlich Aviculiden, *Ctenodonta*, *Grammysia*, *Allorisma*, an den vom Verf. für die Erhaltungsweise als Schalenbreccien charakteristisch genannten Fundorten Weidlingen, Erpeldingen, Pintsch, auf die Ref. bereits früher hingewiesen hat, relativ häufig. Eine der Hauptchwierigkeiten bei der Frage nach dem Vorkommen der Daleider Versteinerungen, nämlich die Häufigkeit dieser Formen an einem Fundort, die in keinem Verhältnis steht zu dem sonst spärlichen Auftreten von Fossilien in den blaugrauen Oberkoblenzschiefern, erscheint Ref. noch nicht genügend behoben. Ref.]

Eine Beschreibung der bei Daleiden vorkommenden *Cryphaeus*- und *Acaste*-Arten, sowie die sehr guten Abbildungen dieser und mehrerer vergleichsweise mit abgebildeten Arten der beiden genannten Gattungen aus anderen Unterdevon- und Mitteldevon-Stufen vervollständigen die Arbeit.

Cl. Leidhold.

C. R. Stauffer: The relationships of the Olentangy shale and associated Devonian deposits of northern Ohio. (Journ. of Geol. 24. No. 5. July—August 1916. Chicago, Illinois, U. S. A. 476—487.)

Zwei außerordentlich fossilreiche Profile des Mitteldevons der Gegend von Sandusky, Ohio, werden beschrieben, deren eines, das vollständigere, wiedergegeben sei:

- ▲ Huron shale
Widder beds
"Prout" oder "Encinal limestone" mit *Favosites billingsi*, *Zaphrentis prolifica*, *Stropheodonta perplana*.
Olentangy shale
Blauer Kalk mit *Spirorbis angulatus*, *Crania hamiltonensis*, *Leiorhynchus kelloggi*, *L. laura*, *Spirifer mucronatus*, *Stropheodonta demissa*, *St. concava*, *Actinopteria boydi*, *Aviculopecten fasciculatus*, *Gosseletina triquetra*, *Leiopteria rafinesquii*, *Modiomorpha subalata*, *Mytilarca oviforme*, *Pterinea flabellum*, *Pterinopecten vertumnus* u. a.
Blauer Schiefer mit *Chonetes deflectus*, *Ch. setigerus*, *Crania crenistriata*, *Leiorhynchus kelloggi*, *Spirifer mucronatus*, *Styliolina fissurella*, *Bythocypris indianensis* u. a.
Blauer Kalk mit *Cystodictya hamiltonensis*, *Trematopora* sp., *Chonetes deflectus*, *Leiorhynchus kelloggi*, *L. laura*, *Spirifer mucronatus*, *Actinopteria boydi*, *Platiceras erectum*, *Phacops rana*.
Blauer Schiefer mit *Chonetes deflectus*, *Bythocypris indianensis*.
Fossilreicher Kalk mit *Ambocoelia umbonata*, *Chonetes deflectus*, *Leiorhynchus kelloggi*, *Stropheodonta demissa*, *Cypriocardinia indenta*, *Glyptocardia speciosa*, *Grammysia arcuata*, *G. belatula*, *G. bisculata*, *Modiomorpha subalata*, *Nucula corbuliformis*, *Nuculites oblongatus*, *Nyassa recta*, *Phacops rana* u. a.
Blauer Schiefer mit *Orbignyella monticula*, *Leiorhynchus laura*, *Spirifer mucronatus*, *Athyris spiriferoides*.
Schiefer mit kleinen, verkiesten Fossilien: *Leiorhynchus* sp., *Leda rostellata*, *Nuculites triqueter*, *Bactrites arkonensis*, *Tornoceras uniangulare*.
Blaue Schiefer mit *Athyris spiriferoides*, *Chonetes coronatus*, *Ch. deflectus*, *Crania hamiltoniae*, *Cryptonella planirostra*, *Cyrtina hamiltonensis*, *Leiorhynchus kelloggi*, *Philidostrophia iowaensis*, *Spirifer mucronatus*, *Stropheodonta demissa*, *Tropidoleptus carinatus*, *Styliolina fissurella*, *Bairdia devonica*, *Primitiopsis punctulifera*.

Die Beziehungen zu den Verhältnissen in New York sind nicht einwandfrei festzustellen.

Ein Vergleich der Profile von Sandusky mit den Hamilton beds von Ontario ist eher durchführbar. In einem Profil von Arkona wurde das Hamilton eingeteilt von unten nach oben in: Olentangy shale, Widder beds, Petrola shale, Ipperwash limestone.

An der Basis der Olentangy shale findet sich auch jene verkieste Mikrofanna mit den völlig gleichen Formen wie in Ohio. Über diesem *Bactrites* Horizont folgt in beiden Gebieten:

der Encrinial- oder Prout-limestone, ein pyritreicher, blaugrauer Kalk mit sehr reicher Fauna. Die wichtigste, beiden Gebieten (Ohio—Ontario) eignende Form ist *Delthyris sculptilis*.

In den höheren Zonen der Profile von Ohio sind die Beziehungen zu Ontario geringer. Dagegen treten solche zum westlichen New York in Erscheinung. Vor allem die Fauna des Demissa bed findet sich hier im Ohio-Profil wieder.

A. Born.

Carbonische Formation.

Tuyl, F. M. van: Geodes of the Keokuk Beds. (Amer. Journ. of Sc. 1916. 42. 247. 34—42.)

Verwiebe, W. A.: Berea Formation of Ohio and Pennsylvania. (Amer. Journ. of Sc. 1916. 42. 247. 43—58. 2 Textfig.)

Triasformation.

A. Heinrich: Kurze Mitteilung über den Nachweis der *Subbullatus*-Zone im Feuerkogel des Röthelsteines bei Aussee. (Mitt. Geol. Ges. Wien 1915. 8. 246, 247.)

Im Jahre 1909 hatte Verf. über die Entdeckung einer Hallstätter Fauna am Feuerkogel berichtet, in der neben den bis dahin an jener Stelle allein bekannten julischen (mittelkarnischen) auch norische Elemente vertreten waren, während auffallenderweise oberkarnische Cephalopoden der *Subbullatus*-Fauna fehlten. Diese Anomalie erscheint durch den Fund zahlreicher (mehr als 15) Arten aus den *Subbullatus*-Schichten bei einer weiteren Ausbeutung der erwähnten Linse beseitigt. Mit dieser Fauna sind auch fünf Spezies der sonst im Salzkammergut auf die julische Unterstufe beschränkten Ammonitengattung *Trachyceras* vergesellschaftet.

Diener.

A. Tornquist: Die nodosen Ceratiten von Olesa in Katalonien. (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, Mat.-nat. Kl. 125. 1916. 231—250. 1 Taf.)

Die Fundstelle der nodosen Ceratiten inmitten des sehr stark gestörten Triasprofils von Olesa ist 1893 von BOFILL y POCH entdeckt worden, aber eine Beschreibung der Fauna ist bisher unterblieben. Dem Verf. lagen im ganzen 18 Individuen vor, von denen jedoch kaum die Hälfte zur Beschreibung geeignet war. Sie sind im Gegensatz zu den deutschen Nodosen mit der Schale erhalten. Drei Arten ließen sich unterscheiden, die mit Formen aus dem unteren *Nodosus*-Kalk in Deutschland sehr nahe

verwandt sind, nämlich: *Ceratites occidentalis*, nächst verwandt mit *C. Münsteri* DIEN., *C. evoluto-spinosus*, nächst verwandt mit *C. spinosus* PHIL., *C. flexuosiformis*, nächst verwandt mit *C. atavus* PHIL. und *C. flexuosus* PHIL.

„Während die drei spanischen Ceratiten sich an unter sich recht verschiedene deutsche Arten anlehnen, weisen sie alle drei gleichartige Verschiedenheiten diesen gegenüber auf. So verschieden sie unter sich sind, unterscheiden sie sich gegen die deutschen Formen doch alle drei durch dichtere Berippung, größere Involubilität und eine aus weniger Lobenelementen bestehende Suturlinie.“ Verf. ist geneigt, diese Ausbildung gleichgerichteter morphologischer Abwandlungen bei an sich recht verschiedenen Formen auf bionomische Unterschiede im deutschen und spanischen Anteil des westmediterranen triadischen Binnenmittelmeeres zurückzuführen. Er denkt dabei in erster Linie an Unterschiede im Salzgehalt.

Diener.

Kittl, E. †: Halorellenkalke vom Vorderen Gosausee. Nach dem Tode des Verf.'s herausgegeben und mit einigen Anmerkungen und einer Tafel versehen von E. SPENGLER. (Ann. d. k. k. Naturhist. Hofmuseums. 30. 51—54. 1 Taf. Wien 1916.)

Tertiärformation.

Adolph Knopf: The probable tertiary Land Connection between Asia and North America. (Univ. of California. Bull. Dep. of Geology. 5. 403—420.)

Eine Landverbindung zwischen NO-Asien und dem nordwestlichen Nordamerika während eines Teils der Tertiärzeit ist von Paläontologen zur Erklärung gewisser faunistischer Probleme angenommen. WILLIS hat sie kartographisch für das Miocän dargestellt.

Die Behringsstraße ist an ihrer schmalsten Stelle zwischen dem amerikanischen Cape Prince of Wales und dem asiatischen East Cape 5 Meilen breit. In ihrer Mitte liegen die Diomedes-Inseln. Im Beringsmeer läuft die 100 Fadenlinie von der an der Spitze der Halbinsel Alaska liegenden Aleuteninsel Unimak hinüber nach Kap Navarin an der sibirischen Küste. Während der Meeresboden südwärts zu großen Tiefen abstürzt, ist das Beringsmeer nördlich von der genannten Linie sowie das anschließende Eismeer sehr flach. Bemerkenswert ist, daß die westlichen Aleuten sich aus großen Meerestiefen erheben. Die Sewardhalbinsel, der das Cape Prince of Wales angehört, hat folgenden geologischen Aufbau: Die ältesten Gesteine sind fossilleere Gneise, Schiefer und Kalksteine. Obercambrium bis Obersilur sind durch versteinerungsführende Ablage-

rungen vertreten. Ferner findet sich dann Carbonkalk, der von grobkörnigem Granit, wahrscheinlich präcretacischen Alters, durchbrochen wird. Dieser Granit bildet auch die Asien nächstgelegenen Teile der Sewardhalbinsel und die Diomedes-Inseln. Verstreut über die Halbinsel sind Konglomerate, Sandsteine und Schiefer mit Kohlenflözen von Kreide- oder Eocänalter. Solche Ablagerungen (sogen. Kenaischichten), mit *Sequoia Langsdorffii*, wurden auch auf der St. Lawrence-Insel im Beringsmeer angetroffen. Dieser Fund ist die einzige geologische Andeutung einer Landverbindung zwischen Asien und Nordamerika im Frühtertiär. Sande, Kiese und Tone von jugendlichem Alter sowie glaziale Bildungen kommen vielerwärts auf der Sewardhalbinsel vor. Die gegenüberliegende Tschuktschenhalbinsel hat stark gebirgiges Relief und besteht, soviel man weiß, aus granitischen und metamorphen Gesteinen. Die geologischen Urkunden für die Tertiärzeit sind somit fast ein leeres Blatt. Es bleiben noch die physiographischen. Die Sewardhalbinsel war nach Ablagerung der Kenai-bildungen lange stabil und wurde zum großen Teil zu einer Fastebene abgetragen. Diese ist postkenaisch und vorpliocänisch. Reste dieser Ebene liegen heute in 800—2400 Fuß Höhe. Eine gehobene Meeres-terrasse von bis 4 Meilen Breite ist von Cape Clarence norwestwärts verfolgbar („York-Terrasse“). Sie ist fast vollkommen eben und frei von Gerölle. Ihre Höhenlage ist verschieden: am Cape Prince of Wales 300 Fuß, 15 Meilen weiter östlich 700, weiterhin 600 und bei Port Clarence 200 Fuß. Die Hebung der Terrasse war also mit einer starken Verbiegung verbunden. Die ins Beringsmeer fließenden Flüsse haben die Strandterrasse in tiefen Schluchten durchsägt. Kleinere Terrassen finden sich dicht über dem Meeresspiegel an verschiedenen Stellen. Die gegen das Eismeer gewendete Küste von Cape Prince of Wales bis Cape Espenberg ist ein Depressionsgebiet. Am Shishmaraf Inlet werden die unteren Stromläufe von Ebbe und Flut beeinflußt; die Senkung ist also jung. In der Umgebung von Nome kennt man 5 alte Meeresterrassen, von denen die jüngste 78 Fuß über dem Meeresspiegel, die älteste 34 Fuß darunter liegt. Auf Grund von Fossilien bestimmte DALL jene als pliocän, diese als obermiocän oder pliocän. Während des Pliocäns lag also die Gegend des Cape Nome 112 Fuß unter dem jetzigen Meeresspiegel und ist nur teilweise während des Quartärs wieder emporgetaucht.

Alle geologischen Tatsachen erzählen nur von Zeiten der Senkung und ehemaliger größerer Trennung der Kontinente. Die Landbewegungen sind im Bereich des Beringsmeeres so mannigfaltiger Art gewesen, daß man schwer weitreichende Verallgemeinerungen aussprechen kann. Im Eocän und Miocän war die Sewardhalbinsel stabil. Möglicherweise lag dann als das submarine Plateau des Beringmeeres über dem Meeresspiegel und verband Asien und Nordamerika. Im Beginn des Pliocäns hatte die Sewardhalbinsel ungefähr die jetzige Küstenlinie. Die York-Terrasse ist älter als die Terrassen des Nome-Gebietes. Sie müßte also präobermiocän sein. Der glänzende Erhaltungszustand der Terrasse steht mit einem so hohen Alter etwas in Widerspruch. Das übrige Känozoicum war für die

Sewardhalbinsel vorwiegend eine Zeit der Hebung. Die große Beweglichkeit dieser Masse aber und die Verbiegung der York-Terrasse machen es wahrscheinlich, daß kurzfristige Landverbindungen zwischen den beiden Kontinenten eintraten.

Otto Wilckens.

Martin, K.: Die Fauna des Obereocäns von Nanggulan auf Java. (Samml. d. geol. Reichs-Museums in Leiden. Neue Folge. 2. 1915. 201—222.)

Kreideformation.

Koenen, A. v. †: Die *Platylenticeras*-Arten der untersten Valanginien Nordwest-Deutschlands. (Als Manuskript gedruckt.) (Abhandl. d. k. preuß. geolog. Landesanstalt. 1915. N. F. 82. 1—119. 1 Atlas mit 25 Taf.)

Zahalka, C.: Die Sudetische Kreideformation und ihre Äquivalente in den westlichen Ländern Mitteleuropas. I. Abteilung. Die westböhmische Kreide und die Kreide im östlichen Bassin de Paris. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1916. 65. 1/2. 1—176. 3 Tab.)

Quartärformation.

A. Jentzsch: Oslandschaft bei Berlin. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 67. 1915. 198—203.)

Verf. gibt Kenntnis von drei bisher merkwürdigerweise unbekannten Osarn der Gegend von Berlin, dem Müncheberger, Schlagenthiner und Sieversdorfer.

E. Geinitz.

Felix Wahnschaffe: Über das Quartär und Tertiär bei Fürstenwalde a. d. Spree. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 36. II. 1916. 343—395.)

Die letzte Arbeit von Freund WAHNSCHAFFE, mit 16 Tafeln seiner schönen photographischen Aufnahmen geschmückt.

Fürstenwalde liegt im Berliner Urstromtal (s. Kärtchen) mit typischen Abschnittsprofilen der Ufer. Der Talsand hat eine Mächtigkeit von 4—8 m, unter ihm folgt grauer kiesiger Sand (welcher den Sanden der letzten Vereisung entsprechen soll). Darunter folgt unterer Geschiebemergel. Der Talsand ist mehrfach zu Dünen verarbeitet.

Verf. wendet sich gegen SOLGER's Anschauung, gegen die Einheitlichkeit des Warschau-Berliner Urstromtales. (Endmoränenartige Aufschüttungen, Terrassenbildungen, das baltische Rückzugsstadium = langdauernde spätglaziale Stillstandsphase.)

Die nördliche Hochfläche von Trebus ist bemerkenswert durch die großen Funde von cambrischem Sandstein (Trebuser Sandstein KLÖDEN's). Die südliche Hochfläche und die Endmoränen von Rauen (mit den „Markgrafensteinen“) und Dünenbildungen, endlich die Seen, bilden den weiteren Teil der Mitteilung.

Das Tertiär gehört ausschließlich den miocänen Braunkohlenbildungen an. Es werden Profile eingehend erörtert, näher besprochen die Soldatenberge, Dubrowberge, Sauen, Saarow, Pechhütte, Silberberg, Diensdorf, Pieskow.

E. Geinitz.