

Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

Directions for collecting and preserving specimens. (Smiths. Inst. U. S. National Museum. Bull. 39. Washington 1911.)

Part H. — Tassin, W.: D. for collecting minerals. 1895. 6 p. 8 figs.

Part J. — Merrill, G. P.: D. for collecting rocks and for the preparation of thin sections. 1895. 15 p. 17 figs.

Part K. — Schuchert, Ch.: D. for collecting and preparing fossils. 1895. 31 p. 13 figs.

Wolf-Czapek, K. W.: Angewandte Photographie in Wissenschaft und Technik. I.: Die Photographie im Dienste der anorganischen Naturwissenschaften. (H. BECKER, Physik und Chemie. A. HNATEK, Astronomie und Astrophysik. R. SÜRING, Meteorologie. G. KLEMM, Mineralogie und Geologie.) 8°. 100 p. 37 Taf. Berlin 1911.

Beckenkamp, J.: Demonstration einiger geologischer Modelle. (Sitzber. Phys.-med. Ges. Würzburg 1910. 3 p.)

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

F. A. Perret: Vesuvius: Characteristics and Phenomena of the present Repose-period. (Amer. Journ. of Sc. 178. 413—430. 1 Taf. 12 Fig. 1909.)

Die Ruheperiode eines tätigen Vulkans ist zu betrachten als der Ausklang der vorangegangenen und der Vorläufer der kommenden Eruption; Verf. schlägt vor, die während dieser Zeit angestellten Beobachtungen unter folgenden Hauptabschnitten zusammenzufassen:

1. Morphologie. 2. Laven. 3. Fumarolen. 4. Schlammströme. 5. Steinlawinen innerhalb des Kraters.

1. Für die morphologischen Beobachtungen muß auf das Original verwiesen werden; hervorgehoben seien die sehr interessanten Aufnahmen des Innern des großen Kraters sowie zwei von demselben Standpunkte aufgenommenen Photographien des Kraters von Norden her, die eine vom Mai 1906, die andere vom August 1909, die eine sehr erhebliche Veränderung in der Gestalt des Kraterwalls während der Ruhepause erkennen lassen.

2. Beim Studium der Laven ergaben sich einige interessante Temperaturbestimmungen: ein Lavastrom von 1905/6 an der WNW.-Seite des Kegels besaß nach MERCALLI im April 1907 eine Temperatur zwischen dem Schmelzpunkt des Blei (325°) und des Zink (412°), im Februar 1908 lag die Temperatur zwischen dem Schmelzpunkt des Blei (325°) und dem des Zinn (228°). Am 5. März 1908 fand Verf. mit dem elektrischen Pyrometer an demselben Punkt 244° , am 3. September 1908 140° und am 10. Juli 1909 65° . Eine mächtigere Stelle des gleichen Lavastroms zeigte im Juli 1909 noch 175° .

3. Bei den Fumarolen unterscheidet Verf. echte Fumarolen, die aus dem Innern des Vulkans hervorkommen und nicht in Beziehung zu Lavaströmen stehen, und sekundäre Fumarolen, die aus Lavaströmen empordringen, und zwar im Anfang wie echte Fumarolen die flüchtigen Vulkanprodukte fördern, bald aber degenerieren und lediglich heiße Luft, nach Regen untermischt mit Wasserdampf, aushauchen. Über die Methoden der Untersuchung vergleiche das Original. Eine längere Zeit beobachtete Fumarole von der Nordseite des Kegels zeigte am 5. März 1908 344° , am 3. September 435° , im März 1909 420° , am 6. Juni 428° , am 14. Juni 438° , am 9. Juli 430° , am 19. Juli 416° , später stieg die Temperatur wieder auf 420° . Chemisch lieferte die Fumarole nach Untersuchungen von Dr. M. HENZE wenig Wasserdampf und Salzsäure; die Gasanalyse ergab: O 18,3—18,7, N 81,7—81,6¹, mithin verhältnismäßig O-arme atmosphärische Luft, untermischt mit anderen, aus dem Berge stammenden Substanzen. Die Bestimmung des weißen, in Wasser löslichen Absatzes ergab (nach sinkender Menge angeordnet) Na, K, Mg mit Spuren von Al, Ca; von Säuren wurde nachgewiesen HCl, wenig H^2SO^4 und Spuren von HFl. Zum Vergleich wurde eine unterhalb des Kegels auftretende Fumarole studiert, die bei 98° reichlichen Wasserdampf entwickelte; die Gasanalyse ergab: H^2S 11,47, CO^2 2,08, O 11,47, N 74,98; Sa. 100,00. Der Absatz besteht aus Al, Fe, Ca, H^2SO^4 , SO^2 und S (entstanden durch Zersetzung von H^2S). Sodann macht Verf. darauf aufmerksam, daß die Nachrichten von erheblichen Schwankungen in der Menge der an verschiedenen Tagen oder sogar im Zeitraum eines Tages von einer Fumarole ausgehauchten Stoffe auf einem Irrtum beruhen, hervorgerufen durch das

¹ Als Summe ist in beiden Fällen 100,00 angegeben, so daß hier wohl ein Druckfehler vorliegt. [Ref.]

mit Temperatur und Feuchtigkeit der Luft wechselnde Absorptionsvermögen der Luft für Wasserdampf.

4. Die Besprechung der während der Ruheperiode des Vulkans sich durch den Regen längs der Schluchten in Bewegung setzenden Schlammströme enthält eine gute Aufnahme von der Erosionstätigkeit des Wassers an diesen Schlammströmen; die Versuche der Regierung, durch eine Anzahl von Steindämmen die Bildung großer Schlammströme zu verhindern, waren von Erfolg begleitet.

5. Schließlich schildert Verf. unter der Bezeichnung „avalanche“ die vom Kraterrand in das Innere lawinenartig niedergehenden Bergstürze und erläutert die Erscheinung durch zahlreiche sehr gute Photographien. Er betont die Abwesenheit von Wasserdampf und erhöhter Temperatur, die scharfe Umgrenzung der wolkenförmig niedergehenden Steinmassen und die Ähnlichkeit der Bewegung mit der von Lawinen. Bei großen Steinlawinen nehmen die aus dem Krater aufsteigenden Staubwolken völlig das Aussehen der Dampfwolken bei einer Eruption an und haben mehrfach zu falschen Nachrichten von einem vulkanischen Ausbruch Veranlassung gegeben.

Milch.

E. O. Hovey: Striations and U-shaped valleys produced by other than glacial action. (Bull. of the Geol. Soc. of America. 1909. 20. 409—416.)

Die Eruptionen des Mt. Pelé von 1902 und 1903 waren durch den Ausbruch zahlloser Dampfwolken ausgezeichnet, die von feinerriebenem Lavastaub erfüllt waren; die einzelnen Staubteilchen erwiesen sich u. d. M. als scharfkantig. An drei Seiten des Kraters war die Gewalt der Explosion durch vertikale Wände von 300—650 m Höhe stark beschränkt, im Südwesten jedoch war der Rand bis zum Boden des Kraters durch einen großen, V-förmigen Spalt geöffnet. Es zeigte sich, daß alle Kraterwände geglättet und gescheuert waren wie durch ein Sandgebläse oder einen Gletscher. Ausgezeichnete Abbildungen veranschaulichen diese Verhältnisse, und herausgebrochene Fragmente des Gesteins könnten nach HOVEY leicht für Gletscherschliffe gehalten werden. An einzelnen Stellen waren Hunderte solcher parallelen Schrammen von 10—15 m Länge und gelegentlich 2—10 cm Tiefe auf den Tuffen ausgebildet. In einigen der Radialtäler der Soufrière auf St. Vincent beobachtete HOVEY auch typische U-Täler und führt sie ebenfalls in schönen Bildern vor. In der Larikai-Schlucht erreichte das Tal eine Breite von 8—10 m, eine Länge von 50 m und eine Tiefe von 4—5 m. Zur Erklärung wird angenommen, daß die Böden der Schluchten mit lockerem Material angefüllt wurden, das bei heftigen Regengüssen aufgeweicht wurde, so dass sich dann eine zähflüssige Masse in der Schlucht abwärts wälzte. Dadurch, daß diese scharfe und eckige Bruchstücke enthielt, war sie imstande, die Talwände abzuschleifen.

A. Rühl.

W. T. Brigham: The Volcanoes of Kilauea and Mauna Loa. (Mem. of the Bernice Panahi Bishop Museum of Polynes. Ethnology and Natural History. 2. No. 4. 379—600. Taf. XLI—LXVII. 143 Textfig. Honolulu 1909.)

Das ungemein reich illustrierte Werk stellt eine Monographie der historischen Ausbrüche der Vulkane der Insel Hawai dar. Da von den 5 großen Vulkanbergen der Insel nur 3 in historischer Zeit tätig waren, und von diesen der Hualalai nur einmal im Jahre 1801 (03?), so beschränkt sich fast die gesamte Darstellung auf eine ungemein genaue Sammlung aller Berichte über die Eruptionen des Kilauea und Mauna Loa. Die ältesten Nachrichten gehen bis auf das Jahr 1789 zurück. Außer der Verarbeitung der Literatur enthält das Werk auch eine ganze Anzahl von Beobachtungen und Beschreibungen, die Verf. selbst während zahlreicher Besteigungen machen konnte.

Über das ganze Werk zerstreut findet sich eine Fülle von Beobachtungsmaterial von großem, allgemein vulkanologischem Interesse, sowohl in bezug auf die Physik der Eruptionen innerhalb der Gipfelkalderen, wie der weit verheerenderen Flankeneruptionen, als auch in bezug auf die Struktur und Zusammensetzung der Lavafelder und Lavaarten. [Doch tritt dieser Teil des Inhaltes der Form nach, infolge der rein historischen Anordnung des Stoffes, leider oft nur zu sehr gegenüber den rein deskriptiven Teilen in den Hintergrund. Ref.] **Hans Reck.**

Loewy, H. und G. Leimbach: Eine elektrodynamische Methode zur Erforschung des Erdinnern. (Physik. Zeitschr. 11. 697—705. 1910.)

Loewy, H.: Eine elektrodynamische Methode zur Erforschung des Erdinnern. (Centralbl. f. Min. etc. 1911. 241—249. 2 Fig.)

Stübel, A.: Die Insel Madeira. Photogr. Wiedergabe einer Reliefkarte zur Erläuterung des vulkanischen Baues dieser Insel. Mit Begleitwort von A. STÜBEL, nach dessen Tode herausg. von W. BERGT. Veröffentl. d. städt. Mus. f. Länderkunde zu Leipzig. 1910. 4^o. 11 p. 7 Taf.

Friedländer, J.: Über einige japanische Vulkane. (Mitt. d. deutsch. Ges. f. Natur- u. Völkerk. Ostasiens. 12. 2. 79—154. Taf. 21—42. Tokio 1910.)

Günther, S.: Vergleichende Mond- und Erdkunde. (Die Wissenschaft. Heft 37. 193 p. 23 Abbild. 4 Taf. Braunschweig 1911.)

Äußere Dynamik.

G. Götzinger: Beiträge zur Entstehung der Berg- rückenformen. (Geogr. Abh. 9. Heft 1. 1907. 174 p. 7 Taf.)

Eine ungemein wichtige und anregende Arbeit, in der zum ersten Male versucht wird, die allmähliche Herausbildung der Rückenform unserer Gebirge wirklich zu erklären. Die Vollformen werden nach der Art der

Verschneidung ihrer Gehänge in drei Kategorien eingeteilt: 1. Grat- oder Firstformen (auch fälschlich Hochgebirgsformen genannt), 2. Rückenformen (= Mittelgebirgsformen), 3. Plateau- oder Riedelformen, oder kurz: Firste, Rücken und Riedel. Die Entwicklung der Firste und Riedel ist leicht verständlich. Es ist nun der Gegenstand der Untersuchung, auf welche Weise nun aber aus den Firsten und Riedeln bei Vegetationsbedeckung Rücken hervorgehen, wie die Firste eine Zurundung erfahren und die Riedel ihre scharfen Ränder verlieren können. Als ein besonders geeignetes Feld zu derartigen Studien bot sich in der Flyschzone des Wiener Waldes, wo eine reife Landschaft vorliegt, und wo sich überall Rücken an Rücken reihen, die eine dichte Walddecke tragen, und nur an den unteren Teilen der Gehänge Wiesen aufweisen. Hier ist aber wegen dieser ausgedehnten Vegetationsbedeckung die Abspülung und die Abschwemmung, ebenso wie die Tätigkeit des Windes sehr gering. Dafür sind Rutschungen eine weit verbreitete Erscheinung, und zwar nicht nur an Erosions-, sondern auch an Abtragungsböschungen; ihre Verbreitung und ihr Mechanismus wird eingehend auseinandergesetzt. Außerhalb der Rutschungsgebiete ist eine mächtige Verwitterungsschicht vorhanden, und als Normalprofil der Verwitterung wird das folgende aufgestellt: 1. Gestein, 2. Übergangszone, 3. Verwitterungsschutt, 4. Humusschicht.

Der Boden erscheint hier völlig bewegungslos, aber es ist doch eine eigenartige Form der Abtragung vorhanden, nämlich ein „Kriechen“ des Schuttes; für den kriechenden Schutt selbst wird der Name „Gekriech“ eingeführt. Auch das Kriechen beruht wie die Rutschungen auf einer Einwirkung der Schwerkraft, und bei beiden ist auch das Wasser als Schmiermittel wirksam. Es äußert sich in dem bekannten Hakenwerfen der Schichten, in Stauchungen und Schleppungen, und zwar als Folge einer Durchtränkung und der Wirkung des Gefrierens und Wiederauftauens; auch Pflanzenwurzeln und grabende Tiere rufen eine Durchlöcherung des Bodens hervor. Es handelt sich also um eine flächenhafte Abtragung, der Verwitterungsschutt befindet sich streng genommen meist auf sekundärer Lagerstätte. GÖTZINGER studiert dann das Vorkommen dieses Phänomens, und zwar teils auf Grund eigener Beobachtungen in den niederösterreichischen Kalkalpen und im Waldviertel, im Tertiärhügelland und im Schwarzwald; daneben zeigt eine Umschau in der Literatur die allgemeine Verbreitung dieses Abtragungsvorganges. Viele pseudoglaziale Erscheinungen des deutschen Mittelgebirges werden als Wirkungen des Gekrieches erklärt. Schließlich wird die Anwendung auf die Entstehung der Rückenformen aus Graten und Riedeln vorgenommen und gezeigt, wie die Rücken des Wiener Waldes aus miocänen Graten hervorgegangen sind; im Kalk geschieht natürlich das Kriechen weit langsamer als im weniger widerstandsfähigen Gestein, so daß sich die Kalkgebiete noch in einem jugendlichen Stadium befinden. Da die höheren Rücken einem rascheren Abkriechen ausgesetzt sind als die niedrigeren, nähern sich die Höhen beider einander immer mehr, bis schließlich eine ziemlich ausgeprägte Konstanz der Gipfelhöhen zustande kommt, die also nicht immer mit einer

früheren Einebnung in Zusammenhang zu stehen braucht. Die klimatischen Einflüsse machen sich in der Weise geltend, daß z. B. in den istrischen Flyschlandschaften, wo Schlagregen häufig sind, und wo bei geringer Vegetationsbedeckung während eines Teiles des Jahres Trockenheit herrscht, die Rolle der Abspülung und der Tätigkeit des Windes zunimmt: die Hänge werden dann durch vielverzweigte Wasserrisse zerstört. Für diese wird der neue Terminus „Racheln“ eingeführt, da sie Übergangerscheinungen zwischen der Abspülung und der Erosion darstellen. Bei völligem Vegetationsmangel und trockenem Klima fehlt das Gekrieche gänzlich, und es entsteht die Bad-land-Landschaft.

A. Rühl.

H. Burg: Notes on the river Wey. (Quart. Journ. Geol. Soc. London 1908. 64. 318—334. Taf. 36—37.)

Die Arbeit behandelt die morphologische Gliederung und die Entwicklung des Systemes des Weyflusses und seiner Nebenflüsse speziell im Gebiet oberhalb Guildford sowie die Beziehungen dieses Systemes zum Blackwaterfluß. Bezüglich der Einzelheiten muß auf die Arbeit selbst verwiesen werden.

Hans Philipp.

E.-A. Martel: Sur l'origine torrentielle des roches ruiniformes calcaires. (Compt. rend. 146. 1350—1351. 1908.)

Die ruinenartigen, säulenartigen und pilzartigen Oberflächenformen der Kalkgebiete werden von den meisten Geologen lediglich auf die Einwirkungen der Atmosphäre, des Regens und der Winde zurückgeführt. Verf. ist seit 20 Jahren der Ansicht, daß es sich um wahre Flußerosion handelt, und daß z. B. in den Sevensen die Herausarbeitung der heutigen Cañons bereits zur mittleren Tertiärzeit vollendet war und daß anderswo vielfach noch zur späteren Tertiärzeit gewaltige Ströme vorhanden waren, was durch Beobachtungen in Frankreich, Belgien, Spanien und im Kaukasus bestätigt wird.

Johnsen.

E. Maillet: Sur une loi hydrologique de MINARD et BELGRAND. (Compt. rend. 147. 606—608. 1908.)

Nach MINARD und BELGRAND zeigen die Loire in Saumur, die Saône in Chalon, die Seine in Paris und die Maas in Sedan fast immer zu gleicher Zeit — von November bis April — eine Wasserzunahme; Ausnahmen bestehen nur hinsichtlich der kleineren Niveauschwankungen.

Verf. hat die Niveauschwankungen der Seine in Paris, der Loire zu Digoin und zu Saumur, der Saône zu Chalon, der Maas in Mézières, der Garonne zu Tonneins u. a. während der kalten Jahresperiode zu verschiedenen Zeiten studiert und auch hier obige Gesetzmäßigkeit gefunden.

Johnsen.

E.-A. Martel: Sur l'érosion des grès de Fontainebleau. (Compt. rend. 147. 721—723. 1908.)

Verf. hat kürzlich gezeigt, daß die ruinenartige und blumenförmige Oberflächengestalt mancher Kalke durch Wirbel in Wasserströmen erzeugt ist. Das gleiche gilt auch für die Sandsteine von Fontainebleau. Infolge ihrer natürlichen Klüftung sind diese Gesteine den Wirkungen der Wassererosion besonders stark unterworfen; so entstanden die Höhlen Augas und Saint-Hubert, die Schächte von Clair-Bois, die durchbohrten Gesteine bei Nemours, die Siebe, Riesentöpfe, Pilz- und Pflanzenformen von Apremont u. a.

Johnsen.

E.-A. Martel: Sur la prétendue source sous-marine de Port-Miou (Bouches-du-Rhône). (Compt. rend. 147. 1436—1438. 1908.)

Im Jahre 1725 machte der Graf v. MARSIGLI eine starke submarine Strömung, angeblich Quelle, nahe bei Cassis (Bouches-du-Rhône) bekannt, welche die Mündung eines weither kommenden unterirdischen Wasserlaufes sein und durch ihre Bewegung selbst größere Fahrzeuge beeinflussen sollte.

Nach den nunmehrigen Untersuchungen des Verf.'s handelt es sich jedoch um Meerwasser, welches in 2 natürlichen Schächten des Kreidekalkes zirkuliert. Zur Zeit einer Regression des Mittelmeeres bildete sich hier in einem aus dem Meer herausgetauchten Cañon ein unterirdischer Wasserlauf, während später durch eintretende Transgression sich ein Fjord bildete und der Druck des in das Strombett eindringenden Meerwassers den Druck des unterirdischen Süßwasserstromes mehr und mehr kompensierte und schließlich überwog.

Johnsen.

Staff, H. v.: Zur Entstehung einiger Züge der Riesengebirgslandschaft. (Wanderer im Riesengebirge. 30. 1910. 16 p.)

Petrographie.

Allgemeines.

A. Johannsen: Some Simple Improvements for a Petrographical Microscope. (Amer. Journ. of Sc. 179. 435—438. 4 Fig. 1910.)

Verf. gibt eine Konstruktion an, durch die an dem im Tubus drehbaren Analysator die bisweilen störende Reflexion von der Oberfläche des Nicols vermieden wird; er schlägt ferner vor, Gipsplättchen und Quarzkeil

in der Art, wie es mit der BERTRAND'schen Linse schon geschieht, dauernd mit dem Mikroskop in Verbindung zu bringen und zeigt, in welcher Weise der Polarisator leicht drehbar gemacht werden kann, um sehr schwachen Pleochroismus besser feststellen zu können.

Milch.

F. C. Wright: A New Petrographic Microscope. (Amer. Journ. of Sc. 179. 407—414. 4 Fig. 1910.)

—: A New Ocular for Use with the Petrographic Microscope. (Ibid. 415—426. 10 Fig. 1910.)

1. Verf. hat, von einem großen ZEISS'schen Mikroskop (1 C für Photomikrographie) ausgehend, ein Instrument für petrographische Untersuchungen konstruiert, das sich wesentlich von den bisher üblichen dadurch unterscheidet, daß der im Tubus befindliche Analysator mit dem Polarisator durch einen festen Stab verbunden ist, so daß beide gleichzeitig gedreht werden können, ferner dadurch, daß nicht der Analysator, sondern der Polarisator aus- und eingeschaltet wird, um die bei dem bisher üblichen entgegengesetzten Verfahren störende Veränderung des Fokus und Verschiebung des Gesichtsfeldes zu vermeiden.

2. Beschreibung eines Okulars für das petrographische Mikroskop, in das die vom Verf. früher angegebenen Vorrichtungen zur Bestimmung der Doppelbrechung, des optischen Achsenwinkels und der Auslöschungsrichtungen im Dünnschliff bequem eingeschoben werden können. Gleichzeitig teilt Verf. mit, daß die Abweichung vom wahren Wert der Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$), ($\gamma - \beta$) oder ($\beta - \alpha$) bei einer um $5-10^\circ$ schiefen Schnittlage ungefähr 2 % des wahren Wertes beträgt, bei $10-15^\circ$ bis zu appr. 5 % und bei $15-20^\circ$ bis zu 10 % steigt.

Milch.

W. T. Schaller: The Refractive Index of Canada Balsam. (Amer. Journ. of Sc. 179. 324. 1910.)

Untersuchungen über den Brechungsquotienten des Canadabalsams ergaben, daß als Durchschnittswert für die in gewöhnlicher Weise zur Herstellung der Dünnschliffe angewendete Substanz der Wert 1,539 angenommen werden kann; der ungekochte flüssige Balsam hat einen Wert von 1,524, zu stark gekochter steigt bis auf 1,54. Mit dem Alter der Schliffe steigt der Brechungsquotient und erreicht mit der Zeit, besonders wenn die Luft Zutreten kann, den höchsten beobachteten Wert, 1,545.

Milch.

A. Fleischer: Beiträge zur Frage der Ausdehnung des Magmas beim langsamen Erstarren. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 62. -417—419-. 1 Fig. 1910.)

Verf. wendet sich zunächst gegen die Bemerkungen DOELTER's über des Verf.'s frühere Mitteilungen über den gleichen Gegenstand (dies. Jahrb.

1909. I. - 51-) sowie gegen einige Bemerkungen v. WOLFF's (dies. Jahrb. 1908. I. - 219-) und beschreibt ein Stück einer bei einer Nickelverhüttung gefallenen Schlacke, die nach seiner Ansicht die Ausdehnung beim Erstarren „zweifello“ beweist. Langgezogene Hohlräume in der Schlacke sind stets von einer ganz glatten und einer von kleinen Kriställchen bedeckten Wand begrenzt, die Kriställchen erscheinen stets platt gedrückt und umgelegt, was Verf. auf einen durch Ausdehnung der noch weichen Zwischenwandungen und die Einwirkung des hierdurch entstandenen Gasdrucks auf die bereits gebildeten, aber noch weichen Kriställchen zurückführt. Schließlich teilt er die spezifischen Gewichte der durch 4—6maliges Umschmelzen aus Orthoklas, Hornblende, Syenit, Trachyt (sämtlich ohne Fundpunktsangabe) entstandenen Gläser mit.

	Spez. Gew.	
	ungeschmolzen	geschmolzen
Orthoklas	2,56	2,332
Hornblende	3,205	3,062
Syenit	2,985	2,817
Trachyt	2,569	2,395

Milch.

L. Finckh: Über eine vereinfachte graphische Darstellung der chemischen Gesteinszusammensetzung unter Benützung der OSANN'schen Analysenwerte. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 62. - 284—291. - 4 Fig. 1910.)

Um bei der Projektion der OSANN'schen Analysenwerte sowohl den Wert s , wie auch das Verhältnis zwischen farblosen und farbigen Gemengteilen zum Ausdruck kommen zu lassen, verfährt Verf. unter Weiterbildung der Methode F. BECKE's (dies. Jahrb. 1905. II. - 52-) folgendermaßen:

Die Einheiten der Abszissen sind proportional dem Werte $a + c - f$; die positiven Werte werden von dem Nullpunkt nach links, die negativen nach rechts aufgetragen, so daß das linke Ende der Abszissenachse mit c , das rechte mit f (entsprechend $+ 20$ resp. $- 20$) bezeichnet werden kann. Auf den Ordinaten werden die Werte für a und für s aufgetragen; am Punkt 20 der im Punkte c errichteten Ordinate liegt demgemäß der Analysenort eines Gesteins von der Formel $a_{20} c_0 f_0$, mithin der Punkt a . In dem rechtwinkligen Druck $a c f$ können somit alle Verhältnisse von $a : c : f$ wie in dem OSANN'schen gleichseitigen Druck zum Ausdruck gebracht werden; die Hypotenuse $a f$ ist die Sättigungslinie für Tonerde und daher entspricht die auf der Ordinate abzulesende Entfernung zwischen dem Analysenort und dem Schnittpunkt dieser Ordinate mit der Linie $a f$ dem Werte c , die Entfernung von diesem Schnittpunkt bis zum Punkt a dem Werte f . Der Wert s ist durch einen zweiten, auf derselben Ordinate wie der Analysenpunkt angegebenen Punkt bezeichnet.

Der wesentliche Vorteil dieser Projektionsmethode liegt darin, daß sie einerseits, wie die Becke'sche Methode, auch den Wert s zum Ausdruck bringt, andererseits das Verschieben des Analysenortes nach F bei verhältnismäßig hohen Werten für c vermeidet, mithin das Verhältnis zwischen salischen und femischen Gemengteilen deutlicher als bei den bisher angewandten Projektionsmethoden zum Ausdruck kommt. Natürlich braucht bei einem Vergleich nahe verwandter Gesteine nicht das ganze Koordinatennetz gegeben werden.

Milch.

Marc, R.: Vorlesungen über die chemische Gleichgewichtslehre und ihre Anwendung auf die Probleme der Mineralogie, Petrographie und Geologie. 8°. 212 p. 144 Abbild. Jena 1911.

Gesteinsbildende Mineralien.

- Schmutzer, J.: On the orientation of microscopic crystal sections. (Akad. van Wetenschappen, Amsterdam. Proc. 1911. 720—734.)
- Over de orienteering van Kristaldoorsneden. (Akad. van Wetenschappen, Amsterdam. Proc. 1911. 1161—1165.)
- Over de bepaling van den optischen assenhoek uit den uit doovingshoek ten opzichte van de trace van een willekeurig vlak in een willekeurige Kristalsnede. (Akad. van Wetenschappen, Amsterdam. Proc. 1911. 1165—1175.)
- Over de vaststelling van de richting van een onbekend vlak uit zijne trace in twee georiënteerde Kristalsneden. (Akad. van Wetenschappen, Amsterdam. Proc. 1911. 1176—1177.)

Eruptivgesteine.

- Vogt, J. H. L.: Über das Spinell-Magnetit-Eutektikum. (Videnskabs-Selskabets Skr. I. Math.-naturw. Kl. 1910. No. 5. 25 p. 1 Taf. Christiania 1910.)
- Tschirwinsky, P.: Quantitative mineralogische und chemische Zusammensetzung der Granite und Gneisen. 8°. 660 p. 4 Taf. mit Mikrophotogr. (Russisch.) Deutsches Résumé. 661—677. Moskau 1911.

Sedimentärgesteine.

- G. Cosyns: Essai d'interprétation chimique de l'altération des schistes et calcaires. (Bull. Soc. Belg. de Géol. 21. 1907. 325—346. 5 Textfig. 6 Taf.)

Bei der Verwitterung (Vertonung) der hauptsächlich aus Sericit, anderen Glimmern, wasserhaltigen Al-Silikaten, Quarz, Pyrit, Magnetit

und kohligter Substanz bestehenden Schiefen des belgischen Devons, wobei besonders Alkalien, Kalk und Schwefel weggeführt werden, ist die Gegenwart von Pyrit der energischste Faktor. Er wandelt sich durch Oxydation in Eisensulfat und Schwefelsäure um, welche mit Tonerde eine Reihe wasserhaltiger Al-Sulfate bildet. Das Eisensulfat wirkt als kräftiges Oxydationsmittel; die kohlige Substanz wird zu CO_2 , welche den dem Schiefer benachbarten Kalk als Bicarbonat löst. Dieses wieder setzt sich mit Eisensulfat zu Calciumsulfat und Eisenhydroxyd unter Freiwerden von CO_2 um. Das Eisensulfat übt eine Art katalysatorischer Wirkung; es ist Vermittler zwischen dem Sauerstoff der Luft und den oxydierbaren Körpern, der Kohle und auch dem Pyrit. Denn Pyrit löst sich in Ferrisalzen, die dabei zu Ferrosalzen werden und dann ihrerseits wieder begierig Sauerstoff aus der Luft oder von dem im Wasser absorbierten aufnehmen, was Pyrit und Kohle direkt nicht vermögen. Die aus den Schiefen kommenden Wässer sind nicht selten reich an Kohlensäure, Carbonaten und Sulfaten.

Das Studium der neuerschlossenen Kalksteingrotten von Engihoul (Provinz Lüttich) ergab, daß sie hauptsächlich durch Weglösung des Kalksteins entstanden sind. Der Prozeß geht von Klüften und Spältchen aus, welche zu eigentümlichen, aus aneinandergereihten kugelförmigen Hohlräumen bestehenden Weitungen vergrößert werden. Durch Zusammenbruch der trennenden Wände, besonders bei geneigter Schichtenstellung, entstehen die großen Räume. Die Lösung des Kalkes erfolgt aber nicht nur durch kohlenäureführendes Wasser; dieses enthält außerdem noch

1. Carbonate von Eisen, Magnesium, sowie Alkalibicarbonate, Kohlensäure löst nur einen verhältnismäßig geringen Teil Kalk, außer unter großem Druck. Eisencarbonat setzt sich bei Berührung mit CaCO_3 in Eisenhydroxyd und freie CO_2 um, welche wieder Kalk löst. Magnesiumbicarbonat löst von 2 Molekülen CaCO_3 das eine und bildet mit dem anderen Dolomit. Alkalibicarbonat wird im Kontakt mit CaCO_3 zu Carbonat; die freiwerdende CO_2 löst Kalk.

2. Sulfate von Eisen, Magnesium, Calcium, Aluminium, Alkalien. Eisensulfat oxydiert die kohlige Substanz; die CO_2 löst Kalk. Es gibt mit CaCO_3 Eisenhydroxyd, Calciumsulfat und freie CO_2 . Magnesiumsulfat dolomitisiert den Kalk unter Bildung von Calciumsulfat. Aluminiumsulfat liefert mit CaCO_3 Aluminiumoxyd, CO_2 und Calciumsulfat. Alkalisulfat und CaCO_3 setzen sich in Alkalicarbonat und Calciumsulfat um.

3. Chlorüre von Alkalien, Magnesium u. dergl., welche mit CaCO_3 , z. B. Alkalicarbonat und CaCl_2 oder Dolomit und CaCl_2 liefern.

Diese Vorgänge hinterlassen aus dem Kalkstein ein Residuum aus Eisenhydroxyd, Aluminiumhydrat, Dolomitasche, Kalk u. a. von tonigem Aussehen, welches in Taschen, an den Wänden und auf dem Höhlenboden lagert und sich mineralogisch und chemisch von dem Tone der Erdoberfläche unterscheidet (also nicht von oben eingeschwemmt ist).

Reinisch.

K. Andrée: Über einige Vorkommen von Flußspat in Sedimenten, nebst Bemerkungen über Versteinerungsprozesse und Diagenese. (Min. petr. Mitt. 28. 535—556. 1909.)

Anschließend an einige neuere Beobachtungen über Flußspatvorkommen in Sedimenten¹ weist Verf. auf das universelle Vorkommen des Fluors, namentlich in tierischen Stoffen (Knochen, Zoophosphorit, Muschelshalen, Korallen etc.), ferner im Meerwasser selbst hin, wodurch es wahrscheinlich gemacht wird, daß Fluorit in Sedimenten als authigener Bestandteil und als echtes Versteinerungsmittel vorkommen kann. Er kommt darum zur Unterscheidung von eigentlichem Versteinerungsmittel, das ist solches, „welches die Substanz des Lebewesens während des Absatzes und der ersten (diagenetischen) Umbildung des umgebenden Sedimentes ersetzt oder durchdrang“, von solchem, welches Ausfüllungen von Schalen bildet, und endlich solchem, welches durch nachträgliche Prozesse an die Stelle früherer Versteinerungen getreten ist. Die Unterscheidung GOTHAN's² zwischen Intuskrustaten und Inkrustaten läßt Verf. hingegen fallen. Den Begriff Diagenese, den WALTHER auf „alle diejenigen physikalischen und chemischen Veränderungen, welche ein Gestein nach seiner Ablagerung ohne das Hinzutreten von Gebirgsdruck und Vulkanwärme erleidet“, ausdehnt, möchte Verf. „lediglich auf die molekularen und chemischen Umlagerungen beschränken, die das sedimentierte Material, eventuell unter Mithilfe von zirkulierendem, marinem Grundwasser, anderen vadosen Wässern, die keine fremden Substanzen gelöst enthalten, oder auch der gewöhnlichen Bergfeuchtigkeit erleidet, also vornehmlich auf Erhärtung, Konkretionsbildung, Umkristallisierungen, chemische Umsetzungen und Entsalzung.“ Danach sind die bekannten englischen Vorkommen von Flußspat als Versteinerungsmittel von den Bleierzgängen von Derbyshire aus den eigentlichen Versteinerungen auszuschließen. Hingegen rechnet Verf. hierzu den Flußspat, welcher in den verkieselten Pflanzenstämmen des Zeisigwalder Porphyrtuffes bei Chemnitz auftritt, wobei der Flußspat teilweise auch die Zellwände ersetzte, mithin die Flußspatbildung gleichzeitig mit der Verkieselung erfolgte. Den Mangel an größeren SiO_2 -Massen in der Umgebung, welcher bei thermaler Wirkung auf die Pflanzen und den Tuff auftreten sollte, erklärt Verf. damit, „daß die Verkieselung beendet war, als die Einbettung in die Tuff- und Lettenschichten erfolgte“. Den Pflanzenteilen, sowie den Kalkschalen sollen dabei physikalische Eigenschaften zukommen, welche die Ausscheidung von Mineralsubstanz in ihren Geweben begünstigten.

Eine Entstehung durch Konzentration aus dem Meerwasser, bezw. durch Lateralsekretion aus dem umgebenden Sedimentgestein nimmt Verf. für mehrere Fluoritvorkommen an,

¹ MÜGGE, Centralbl. f. Min. etc. 1908. 33—34; MACKIE: The occurrence of Ba-Sulfate and CaF_2 as cementing substances in the Elgin Trias. Rep. Brit. Assoc. f. the Adv. of sc. London 1901. 649—650.

² Naturw. Wochenschr. 1909. 257—261.

so für die Flußspatvorkommen im Hauptrogenstein, wofür ein Beispiel dessen Auftreten in Korallenstöcken im nordschweizerischen und badischen Jura (Muttentz bei Basel, Stocken bei Liel, nordwestlich von Riedlingen); das Vorkommen in der Dürschrennenhöhle im Säntisgebirge (im Valangien), ferner südwestlich vom Gyrenspitz und in Drusen des Schrattenkalkes von Moutlingen, St. Gallen; endlich Vorkommen im Zechstein vom Bömerstein bei Sachsa am Südharz und von Lieth bei Elmsborn in Schleswig-Holstein. Die Vorkommen von Flußspat in den Gutensteiner Kalken in Niederösterreich scheinen dem Verf. wegen des begleitenden Bleiglanzes vielleicht doch aus der Tiefe zu stammen. [Das Vorkommen von Alland scheint dem Ref. aber eher primärer Natur zu sein, soweit das im k. k. Hofmuseum, miner.-petr. Abteilung, vorhandene Material vermuten läßt.]

C. Hlawatsch.

Kristalline Schiefer.

R. Brauns: Die kristallinen Schiefer des Laacher Seegebietes und ihre Umbildung zu Sanidinit. (Stuttgart 1911. E. SCHWEIZERBART'sche Verlagsbuchhandlung. 61 p. 18 Taf.)

Kristalline Schiefer sind unter den Auswürflingen des Laacher Seegebietes eine altbekannte Erscheinung, doch hat ihre Deutung und insbesondere ihre Abtrennung von vulkanischen Produkten vielen der zahlreichen Autoren, die sich mit ihnen beschäftigt haben, große Schwierigkeiten gemacht.

Der Grund dieser Schwierigkeiten liegt nach Verf. darin, daß diese Gesteine in der Tat die Spuren mehrerer Veränderungsvorgänge an sich tragen, von denen bald der eine, bald der andere stärker hervortritt. Nur das Studium eines sehr reichhaltigen, die Übergänge und Zusammenhänge enthaltenden Materials konnte hier Klarheit schaffen.

Eine solche ungewöhnlich vollständige Sammlung ermöglichte es dem Verf., die vielen Widersprüche der älteren Autoren aufzuklären und eine befriedigende Erklärung für die mannigfachen Erscheinungen zu finden.

Zur Untersuchung gelangen in dem vorliegenden Werke Gesteine der Glimmerschiefer- und Phyllitgruppe, ganz untergeordnet Gneise.

Diese Schiefer haben ihren kristallinen Schieferhabitus bei erhöhter Temperatur unter Druck erhalten, durch die sie sich aus Tonsedimenten entwickelten. Es sind nach den hinzutretenden Mineralien zu unterscheiden:

Staurolithhaltiger Kalknatronfeldspatgneis.

Disthenschiefer, Disthen-Staurolith- und Disthen-Granatglimmerschiefer.

Staurolithglimmerschiefer.

Granatglimmerschiefer von wechselnder Entwicklung.

Glimmerschiefer (Quarzglimmerschiefer).

Sillimanitschiefer.

Phyllit, Granatphyllit, Graphitschiefer.

Der Bildung dieser Gesteine folgte eine Faltungsperiode, durch die die Porphyroblasten der Schiefer z. T. zerstört wurden. Noch später wurde durch Kontaktmetamorphose eine zweite ebenso mannigfache Reihe von andalusitführenden kristallinen Schiefen erzeugt.

Eine letzte Umbildungsphase vollzog sich ebenfalls noch intratellurisch unter stärkster Erhitzung und führte zur Bildung rein pyrometamorpher Mineralneubildungen, die in ihrer extremsten Form durch völlige Umkristallisation die Entstehung von Sanidiniten bewirkt.

Die Beschreibung der Mineralien beginnt mit den Porphyroblasten der kristallinen Schiefer und ihren pyrometamorphen Umwandlungen.

Disthen. Er wurde von früheren Autoren zwar mehrfach erwähnt, diese Angaben beziehen sich indessen alle auf Andalusit. Verf. ist es jedoch gelungen, Disthen in der Tat, wenn auch als Seltenheit, nachzuweisen. Kaustische Veränderungen sind an ihm nicht beobachtet.

Staurolith in sehr schön entwickelten Kristallen, aus Durchkreuzungszwillingen nach (232), seltener (023). Pyrometamorph entwickeln sich aus ihm Spinell und Korund. In den gefalteten Schiefen ist er gebogen, auch zertrümmert oder völlig zerquetscht, z. T. unter Verglimmerung.

Roter Granat (Almandin) tritt als ursprünglicher Gemengteil der kristallinen Schiefer auf und zeigt gegen die Pyrometamorphose eine gewisse Widerstandskraft. Wo er von dieser ergriffen wird, verhält er sich je nach seiner Umgebung verschieden: er wird angeschmolzen und liefert Glas oder Cordierit (MgO-Gehalt des Granats bis 6,95%), oder Biotit + Spinell + Sanidin, oder Hypersthen + Spinell + Plagioklas, oder Magnetit + Biotit + Sanidin, die den Granat gelegentlich völlig verdrängen.

Sillimanit, z. T. in Verwachsung mit Andalusit, der aus ihm durch Kontaktmetamorphose entstanden sein könnte und pyrometamorph wieder in ihn übergehen mag. Daneben entstehen Spinell und Korund, die bis zur Bildung von Korundspinellsanidiniten führen können.

Rutil ist sehr verbreitet, ebenso **Turmalin**; pyrometamorph zeigen sie nichts Bemerkenswertes.

Die Mineralien der Kontaktmetamorphose und ihre pyrometamorphe Umwandlung:

Andalusit ist sehr häufig in schön entwickelten Kristallen. Die Pyrometamorphose erzeugt Ausschmelzung bei Gegenwart von Quarz, Bildung von Korund und Spinell, auch Korund + Sanidin, wenn Biotit zugegen ist.

Glimmer: Parallelverwachsung von **Muscovit** und **Biotit** in einem Hornfels. Liefert durch Pyrometamorphose Glas + Cordierit.

Die Mineralien der Pyrometamorphose haben im Gegensatz zu den gerundeten Formen der vorigen stets gute, kristallographische Umgrenzung.

Cordierit tritt nach den Beobachtungen des Verf.'s, im Gegensatz zu der Auffassung mancher älterer Autoren, nicht als ursprünglicher Gemeng-

teil der kristallinen Schiefer auf, noch bildet er sich durch die Kontaktmetamorphose, sondern er entsteht lediglich als pyrometamorphe Neubildung in ganz oder teilweise umkristallisierten Einschlüssen und ist besonders an die Gegenwart von Biotit gebunden. Dabei ist er oft reich an Einschlüssen von Biotittropfen und Glasinterpositionen, diese oft in der Form des Wirts. Auffallend ist seine gelegentlich vorkommende optische Einachsigkeit bei positivem Charakter.

Korund, Spinell, dunkelgrüner Pleonast, selten violetter Titanspinell.

Hypersthen, besonders in quarzreichen, stark angeschmolzenen Granatglimmerschiefern, ist schon idiomorph.

Feldspat: Sanidin und Plagioklase.

Die chemischen Beziehungen der pyrometamorphen Neubildungen zu den ursprünglichen Mineralien der kristallinen Schiefer sind derartig, daß sich alle neugebildeten Mineralien ohne Schwierigkeiten aus dem Stoff der ursprünglichen Gesteine ableiten, so daß keine wesentliche Stoffzufuhr von außen oder auch nur erhebliche Stoffwanderung innerhalb des Gesteins stattgefunden hätte.

Der Schwerpunkt des Werkes liegt in den Abbildungen. Auf 18 Tafeln werden 68 vom Verf. selbst aufgenommene Mikrophotogramme in vorzüglicher Weise reproduziert, die eine sehr gute Anschauung von den beschriebenen Verhältnissen geben und ein wertvolles Material zur Demonstration derartiger Umwandlungserscheinungen darstellen.

Die Ausstattung des Werkes ist gut und macht dem Verlag alle Ehre.

O. H. Erdmannsdörffer.

Brauns, R.: Über Laacher Trachyt und Sanidinit. (Sitz.-Ber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn. Naturw. Abt. 1911. 27 p.)

Berg, G., Die Entstehung der Orthogneise. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 344—358.)

Kontaktgesteine.

Erdmannsdörffer, O. H.: Über die Biotitanreicherung in gewissen Granitkontaktgesteinen. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 790—798. 1 Fig.)

Goldschmidt, V. M.: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. (Videnskapselskapets Skrifter. I. Mat.-naturw. Kl. 1911. No. 11. 483 p. 84 Abbild. 2 Taf. 5 farb. Karten. Kristiania 1911.)

Verwitterung.

A. Atterberg: Analys af trenne lateriter från Brasilien. (Geol. För. i. Stockh. Förh. 30. 1908. 474—478.)

Es wurden analysiert drei Laterite:

1. Laterisierter Gneis von Corcovado, Rio Janeiro, etwa 450 m ü. d. M.

2. Desgl. von Sancta Teresa bei Rio Janeiro.

3. Laterisierter Nephelinsyenit von der Serra de Itatiaya bei Rio Janeiro, ca. 900 m ü. d. M. Der Gang der mechanischen und chemischen Untersuchung wird beschrieben.

Probe 1 besteht hauptsächlich aus Kaolin, Quarzkörnern und Eisenocker; ähnlich ist Probe 2. Dagegen wird der Itatiyalaterit (3) zu ungefähr zwei Drittel von Kaolin, zu einem Drittel aus Hydrargillit und einigen Prozent Eisenocker gebildet. Verf. folgert daraus, daß das Schlußprodukt der Verwitterung saurer Feldspäte Kaolin (Nakrit), dasjenige basischerer tonerhaltiger Alkali- und Kalkmetasilikate der Hydrargillit (Bauxit, Diaspor) sei.

Bergeat.

Gagel, C.: Beobachtungen über Zersetzungs- und Verwitterungserscheinungen in jungvulkanischen Gesteinen. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 225—233, 271—280.)

Leeden, R. van der: Über das Verhalten der Feldspatrestone und der Allophanone gegen Essigsäure. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 289—295.)

— Über ein durch atmosphärische Verwitterung entstandenes Kaolinvorkommen bei Schwanberg in Steiermark. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 489—492.)

Stremme, H.: Über die freien „Humussäuren“ des Hochmoors. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. 389—392.)

Broß, H.: Der Dossenheimer Quarzporphyr. Ein Beitrag zur Kenntnis der Umwandlungserscheinungen saurer Gesteinsgläser. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 1910. 64—114. Taf. 4—7. Inaug.-Dissert. Tübingen.)

Weiss, F.: Vorkommen und Entstehung der Kaolinerden des ostthüringischen Buntsandsteinbeckens. Inaug.-Diss. Jena 1910. 17 p. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. 353—367. 3 Fig.)

Purkyne, C.: Die Kaolinlager im Pilsener Steinkohlenbecken. (Tonindustriezeitung No. 38 u. 43. 1910. 15 p. 2 Fig.)

Harrison, J. B. and R. D. Reid: The residual earths of British Guiana termed „Laterite“. (Geol. Mag. 1910. 439—452, 488—495, 553—562.)

Rohland, P.: Der kolloide und kristalloide Zustand der Materie. Stuttgart 1910. 8°. 50 p.

Experimentelle Petrographie.

P. Tesch: On the refractive index of rock-glasses. (Proc. R. Acad. Amsterdam 5. 1903. 602—605. 1 Taf.)

Messungen an Gläsern, erhalten durch Schmelzung verschiedener Gesteine, Mineralien und künstlichen Gemische ergaben, daß der Brechungs-exponent nur vom Kieselsäuregehalt abhängt, mit dessen Abnahme er steigt; die anderen Komponenten sind ohne erkennbaren Einfluß. Die Methode ist auf $\pm 2\%$ genau. Es entsprechen:

100,00	SiO ₂ n = 1,475	53,75—53,64	SiO ₂ n = 1,550
72,65—70,62	„ 1,500	50,86	„ 1,570
67,31—66,58	„ 1,510	48,89	„ 1,585
60,26	„ 1,520	48,50	„ 1,590
59,88—59,77	„ 1,525	44,08	„ 1,620
57,36	„ 1,530	42,24	„ 1,630

Reinisch.

H. Fischer: Experimentelle Studien über die Entstehung der Sedimentgesteine. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 62. -247—260-. 1 Taf. 1910.)

I. Oolithbildung (l. c. -247—253-).

II. Über die Aufnahme von Magnesia in Kalksedimente (l. c. -253—263-).

I. Durch Anwendung des Salzes MgCO₃, (NH⁴)²CO₃, 4H²O unter Anlehnung an die LINCK'sche Versuchsordnung zur Darstellung dolomitischer Niederschläge erhielt Verf. deutliche bis 3 mm große Ooide. [Die Bezeichnung der neben gewöhnlichen Extoooiden um Gasbläschen als Centrum entstandenen Gebilde als Entooide ist nicht verständlich, da Verf. angibt: „Um diese Gasbläschen herum scheidet sich die Magnesia-Verbindung ab.“ Ref.]

In dem verwitterten Basalt vom Sodenberg (Rhön) auftretende Aragonitooide, die in größeren Aragonitpartien liegen, bringt Verf. in Verbindung „mit dem Auftreten heißer Dämpfe, die ein lavaähnliches, schlackiges Produkt und andererseits wieder mandelsteinähnliche Ausscheidungen erzeugten“. Der Kalk ist seiner Auffassung nach wahrscheinlich aus dem den Basalt umgebenden Wellenkalk entnommen; die Ooide sind wahrscheinlich in einer späteren Periode entstanden, in der die Dämpfe von heißen Kohlensäuerlingen abgelöst wurden.

Aus dem Hauptmuschelkalk von Kronach (Oberfranken) wird vom Westabhang des Kreuzberges oolithisch-glaukonitischer Kalk beschrieben, dessen Oolithe von amorpher Kieselsäure durchtränkt und teilweise verdrängt sind, während das übrige Gestein ganz frei von dieser Substanz ist; eine gleiche Rolle spielt auch der Glaukonit. Dies deutet auf allothigene Herkunft der Ooide.

II. Bei den Versuchen, aus Meerwasser durch ammoncarbonathaltige Lösungen einen $MgCO_3$ -reichen Bodenkörper herzustellen, zeigte sich, daß dies erst bei hohen Temperaturen und konzentrierten Lösungen gelingt; Verf. schließt daraus, daß die Entstehung dolomitischer Mergel mit geringem Prozentgehalt an Magnesium wohl aus Meerwasser möglich ist, die Entstehung der eigentlichen Dolomite wohl aber als ein mit der Diagenese in Zusammenhang stehender Vorgang betrachtet werden muß. Als für die Ausfällung von Magnesium aus Meerwasser günstig bezeichnet er nach seinen Untersuchungen:

Konzentration des Ammoniak, welches in Verbindung mit Kohlensäure als Fällungsmittel dient,

Konzentration der Magnesiumsalze des Meerwassers,

Verringerung des Kochsalzgehaltes des Meerwassers,

Erhöhung der Temperatur,

Verhältnisse, die lokal in abgeschlossenen Meeresbecken, Brackwässern usw. entstehen, sich aber auch erst im Sediment bei der Diagenese ergeben können.

Milch.

Adams, Fr. D. and E. G. Coker: An experimental investigation into the flow of rocks. (Amer. Journ. of Sc. 29. 465—487. Pl. II—IV. 1910.)

Adams, Fr. D.: An experimental investigation into the action of differential pressure on certain minerals and rocks, employing the process suggested by professor KICK. (Journ. of Geol. 18. 489—525. 6 pl. 1910.)

Day, A. L.: Geophysical Laboratory of the Carnegie Institution of Washington. (Ann. Rep. 1910. Year Book. 9. 87—105. 1911.)

Europa.

a) Schweden. Norwegen. Dänemark. Island. Färöer.

A. G. Högbom: Om en ändring af nomenklaturen för våra granuliter eller hälleflintgneiser. (Geol. För. Förh. 30. 1908. 45—69.)

Als Granulite oder Hälleflintgneise bezeichnet man in Schweden feinkörnige Äquivalente der Gneise von recht wechselnder mineralogischer Zusammensetzung und Herkunft mit mehr oder weniger deutlicher Schieferung und Lagenstruktur. Es sind hauptsächlich quarz- und feldspatführende metamorphe Gesteine, teils sicherlich von eruptiver, plutonischer oder vulkanischer, teils von sedimentärer Entstehung; vielfach ist ihre Herkunft überhaupt nicht zu entscheiden. Sie treten in Wechsellagerung mit Gneisen und gehen in solche über, anderseits sind auch Übergänge in vulkanoklastische Gesteine und Porphyre zu erkennen, desgleichen in Quarzite und Glimmerschiefer. Auch Einlagerungen von Konglomeraten wurden beschrieben, die aber teilweise sicherlich als Breccien zu deuten sind. Charakteristische Begleitgesteine sind Kalk- und Eisenerzlager. Der

Wechsel der mineralogischen Zusammensetzung bewegt sich innerhalb derselben Grenzen wie bei den Gneisen, so daß sich für jede Gneisvarietät ein entsprechender Granulit auffinden läßt, und umgekehrt. Ihr Auftreten ist kein lokales, sondern sie sind über weit ausgedehnte Gebiete verbreitet. Die Benennung dieser Gesteine hat im Laufe der Jahre gewechselt; 1854 wandte FORSELLES auf sie sowie auf die Sparagmite und Porphyre den Namen Eurite an, der sich längere Zeit erhielt, nachdem er von ERDMANN auf die Granulite der jetzigen Bezeichnung eingeschränkt worden war. HUMMEL nannte sie 1875 Leptite (λεπτός, fein), TORELL bezeichnete sie bald darauf als Hällefintgneise, TÖRNEBOHM führte 1880 die Bezeichnung Granulite ein.

Bei der Überlegung, ob dieser letztere Name ferner noch für die fraglichen Gesteine anwendbar sei, fällt weniger die neuerdings auch von CREDNER für die klassischen sächsischen Granulite angenommene plutonische Entstehungsweise ins Gewicht. Denn wie weit bei den mittelschwedischen Granuliten, soweit sie jenen petrographisch ähnlich sind, primäre Fluidal- und Protoklasstruktur oder sekundäre Druckstruktur anzunehmen sei, entzieht sich einer vorsichtigen Beurteilung, und die Frage, ob man es in ihnen mit ausgewalzten Gesteinen, kristallinen Schiefen im gewöhnlichen Sinne, oder mit fluidalstruierten Intrusionen zu tun habe, glaubt HÖGBOM noch offen lassen zu müssen. Indessen bestehen zwischen den schwedischen Granuliten und den Granuliten nicht nur Sachsens, sondern auch den österreichischen, indischen und denjenigen Ceylons doch wesentliche Unterschiede hinsichtlich der begleitenden Gesteinsgefölschaft: in Schweden fehlen die Gabbros, Serpentine, „Trapp“- und „Pyroxengranulite“. Ferner hat in Frankreich die Bezeichnung Granulit einen anderen Sinn. Verf. schlägt deshalb vor, entweder bei dem von HUMMEL eingeföhrten Namen Leptit zu bleiben, oder die hällefintartigen Gneise, die dichten Gneise, Granulite, Granulitgneise usw. der jetzigen schwedischen Bezeichnungsweise als Kryptite zusammenzufassen.

Die Kryptite können, wie gesagt, sehr verschiedenen Ursprungs sein („Para“- und „Orthokryptite“). Ihre Erscheinungsweise dürfte vielfach mehr durch eine Kontaktmetamorphose seitens der an sie angrenzenden jüngeren Granite als durch eine Faltungsmetamorphose zu erklären sein. Auch an eine endogene Kontaktmetamorphose in der Grenzfazies der Granite selbst könne gedacht werden. Einen Beweis für das Zutun der Kontaktmetamorphose erblickt HÖGBOM darin, daß neben echten Kryptiten noch solche Gesteine vorkommen, die in deutlichen primären Strukturmerkmalen, wie in korrodierten Einsprenglingen, in Fluidal- oder Tuffbreccienstruktur, ihr eigentliches Wesen unzweifelhaft erkennen lassen. Der Grad der Kontaktmetamorphose erreicht nicht die weitgehende Aufschmelzung, wie sie SEDERHOLM für die Entstehung der Adergneise annimmt, übertrifft aber denjenigen in der Umgebung der sächsischen Granite und des dortigen Granulitgebirges. Daß mit der Kontaktmetamorphose auch die Entstehung der Eisenerzlagerstätten zusammenhängen könnte, scheint Verf. für möglich zu halten.

Da der Name Kryptit kristalline Gesteine von gewissem mineralogischem Charakter und mit dem gemeinsamen Merkmal der Feinkörnigkeit ohne Rücksicht auf ihre ursprüngliche Herkunft bezeichnen soll, so möchte Verf. in ihn auch bestimmte kataklastische Gesteine von hälleflintartigem oder hälleflintgneisartigem Aussehen, wie sie in Druckzonen mancher schwedischer Granite vorkommen, einbeziehen und diese als „Klastokryptite“ bezeichnen. Im Sinne GRUBENMANN's könnte man dann letztere auch als „Mesokryptite“ von den „Katakryptiten“ unterscheiden.

Soweit die nomenklatorische Seite des Aufsatzes in Frage kommt, ist dieser nur als ein an die schwedischen Geologen gerichteter Vorschlag gedacht, in der Absicht, einen im internationalen Sprachgebrauch mißverständlichen Namen zu beseitigen. Für weitere Kreise bildet er eine willkommene Äußerung zu der gerade gegenwärtig so sehr umstrittenen Frage nach der Entstehung des schwedischen Urgebirges. **Bergeat.**

Spethmann, H.: Studien über die Bodenzusammensetzung der baltischen Depression vom Kattegat bis zur Insel Gotland. (Wiss. Meeresunters., herausg. v. d. Kommission z. Unters. d. deutschen Meere in Kiel u. d. Biolog. Anst. auf Helgoland, Abt. Kiel, N. F. 12. 301—304. 1 Taf. Kiel 1910.)

c) Deutsches Reich.

W. Schottler: Beschreibung der beim Bau der Bahnstrecke Lich—Grünberg entstandenen Aufschlüsse, nebst Bemerkungen über die Schlackenagglomerate des Vogelsberges. (Notizbl. Verein f. Erdk. Darmstadt 1908. 63—94. Mit 3 Taf.)

Die Abhandlung enthält 4 Teile: 1. Beschreibung des Abschnittes zwischen Lich und Münster. 2. Die Entstehung der Schlackenagglomerate. 3. Der Basalt von der Kolbenmühle bei Ettingshausen. 4. Die Queckborner Höhe.

Beim Bau der Bahnstrecke sind am Schäferling bei Lich und an der Papiermühle bei Münster Schlackenagglomerate aufgeschlossen worden, die sich hinsichtlich ihrer Entstehung von den bisher auf dem Vogelsberge bekannten unterscheiden. Die früher beschriebenen vom Aspenkippel, von Beuern, Rinderbügen und von Michelau sind ihrer Entstehung nach auf explosive Vorgänge zurückzuführen und insofern von den eigentlichen Tuffen, in die sie manchmal übergehen, nicht wesentlich verschieden. In den beiden Aufschlüssen fand Verf. aber Schlackenagglomerate, die von kompaktem, grobklotzig abgesondertem Basalt unregelmäßig überlagert wurden. Speziell bei Münster wurden weitere Schlacken aufgeschlossen, in die drei deutlich wahrnehmbare Basaltbänke von geringer Mächtigkeit eingeschaltet sind. Diese Umwandlung des ersten Profiles läßt erkennen, daß hier die Schlacken nicht als Anhäufungen von Lapillen und Wurfmassen zu deuten, sondern unmittelbar aus den Lavaströmen selbst durch

Zerberstung und Zertrümmerung der rasch verfestigten Oberflächen hervorgegangen sind. In petrographischer Hinsicht stimmt hierzu, daß Olivinknollen im Basalt wie in den Schlacken häufig sind. Verf. vergleicht diese Bildungen mit Schollen- und Blocklaven vom Vesuv und nennt sie Lava mit brecciöser Oberfläche oder Agglomeratlava.

Verf. beschreibt ferner u. a. einige Vorkommen von Bauxit auf sekundärer Lagerstätte und gibt eine interessante Zusammenstellung von zwei Analysen von Lehmen der Queckborner Höhe. Der eine ist ein brauner basaltischer Lehm mit ca. 40 SiO_2 , $27,5 \text{ Al}_2\text{O}_3$, ca. $15 \text{ Fe}_2\text{O}_3$ und $12 \text{ H}_2\text{O}$, der andere ein Lößlehm mit 72 SiO_2 , $10,5 \text{ Al}_2\text{O}_3$, $4 \text{ Fe}_2\text{O}_3$ und $3 \text{ H}_2\text{O}$.

Stremme.

H. Bücking: Über die Phonolithe der Rhön und ihre Beziehungen zu den basaltischen Gesteinen. (Sitz.-Ber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. 1907. 669—699. 4 Fig.)

Verf. behandelt die geologischen Beziehungen und Altersverhältnisse der Eruptivgesteine der Rhön, wie sie sich als das Resultat jahrelanger Detailaufnahmen hauptsächlich von seiten des Verf.'s ergeben haben. Er geht dabei aus von den Anschauungen GUTBERLET'S, der hauptsächlich auf Grund des Studiums des Pferdskopfes, des westlichen Ausläufers der Wasserkuppe, für die Rhön vier verschiedene vulkanische Perioden mit wechselnden Gesteinen unterschied. GUTBERLET unterschied eine erste vulkanische Periode der Rhön mit älterem Phonolith, Phonolith I, eine zweite vulkanische Periode mit älterem Basalt, Basalt I (später Hornblendebasalt genannt), eine dritte vulkanische Periode mit jüngerem Phonolith, Phonolith II, und eine vierte vulkanische Periode mit jüngerem Basalt, Basalt II. Nach den Untersuchungen des Verf.'s sind die Angaben GUTBERLET'S am Pferdskopf z. T. richtig, können und müssen aber anders gedeutet werden. Es folgt an Hand eines Profils eine ausführliche Beschreibung der Verhältnisse am Pferdskopf. Die Reihenfolge der Eruptionen ist: 1. Ziegelroter Tuff (a_2 des Profils), reich an Augit- und Hornblende-kristallen, und die tieferen Lagen der Breccie (a). 2. Durchbrüche von dichtem Feldspatbasalt (x) und Augit- und Hornblendebasalt (y) und die höheren Lagen der Breccie a. 3. Der deckenförmige Feldspatbasalt (b). 4. Die Schlotbreccie (q) und der Phonolith (c). 5. Ein $\frac{3}{4}$ m mächtiger Limburgitgang. Die unter 1. und 2. erwähnten Breccien a und die Basalte x enthalten bereits Stücke von Phonolith, es sind also zwei verschiedenalterige Phonolithe am Pferdskopf zu unterscheiden, von denen der ältere aber nur in Form von Einschlüssen auftritt. An der Wasserkuppe läßt sich dieses Profil vervollständigen, es zeigt sich dort von unten nach oben: 1. Feldspatbasalt (mit Hornblendebasalt und Augitbasalt), 2. Phonolith, 3. Basanit, 4. Nephelinbasalt. An dem Südhang der Eube folgen von unten nach oben: Tuff (a_2) mit zahlreichen Hornblende- und Augitkristallen, darüber ein Agglomerat von Basalt- und Phonolithbrocken, dieser Brockentuff von olivinreichem Feldspatbasalt

durchsetzt, der den Basalten x und y des Pferdkopfes äquivalent ist. Von 800 m Höhe an wieder Feldspatbasalt, dem Deckenbasalt b des Pferdkopfes entsprechend. Anstehender Phonolith fehlt an der Eube, nur als Einschluß in den Brockentuffen, entsprechend dem älteren Phonolith am Pferdkopf. An einer Reihe von anderen Punkten, Rupsrother Wald, Tannenfeldkopf, Findloser Berg, Ostseite der Kleinen Nalle werden Phonolithe von Basalten, hauptsächlich Feldspatbasalten, durchsetzt. An einer Reihe von anderen Stellen, wo Phonolithe und Basalte benachbart auftreten, sind die Beziehungen derselben zueinander nicht zu entscheiden. Von besonderem Interesse sind die geologischen Verhältnisse des Kalvarienberges bei Poppenhausen. Hier tritt Phonolith zusammen mit Buchonit und Basalten auf. Der Phonolith, einen mehr stockförmigen Durchbruch bildend, setzt den größeren Teil des Berges zusammen. Er wird einmal durchsetzt von zwei Gängen von Limburgit und Nephelinbasalt. Ferner treten innerhalb des Phonolithgebietes an verschiedenen Stellen größere Massen von Buchonit, einem glimmer- und hornblendeführenden Basalte, auf. Außer dem normalen Buchonit findet man Varietäten, die ein doleritisches Korn besitzen und bis 8 mm lange Hornblendenadeln führen. Die größeren Biotiteinsprenglinge und die Augitmikrolithe der Grundmasse treten zurück, daher haben diese Varietäten eine hellere Farbe. Der normale Phonolith vom Kalvarienberg setzt sich zusammen aus Sanidin und Augit als Einsprenglingen, Sanidin, Plagioklas, Nephelin, Ägirinaugit, Magnet Eisen, Apatit, Titanit und spärlich Hauyn in der Grundmasse. Außer diesem normalen, meist feinkörnigen Phonolith treten Blöcke von doleritisch körnigem Gefüge, mit 1—3 mm großen Blättchen von braunem Biotit, oder schwarzen Hornblendesäulchen, oder beiden Mineralien zugleich, auf. Biotit und Hornblende sind dem normalen Phonolith vom Kalvarienberg fremd. Einzelne Phonolithblöcke dunkel gefleckt. Die dunklen Flecken sind entweder typischer glimmer- und hornblendeführender Buchonit oder glimmerärmere bis glimmerfreie Typen, durch weiteres Zurücktreten von Hornblende und Augit und Zunahme von Sanidin alle Übergänge in körnig ausgebildeten Phonolith zeigend. Diese Varietäten, die von den normalen Phonolith- und Buchonittypen abweichen, stammen jedenfalls aus der Grenzzone der beiden. Alle diese Erscheinungen deuten darauf, „daß es sich am Kalvarienberg um eine lokale Ausscheidung von basischen Mineralgemengen in dem phonolithischen Magma handelt“. „Der Buchonit wäre demnach als ein Differentiationsprodukt des phonolithischen Magmas aufzufassen.“

Nach BÜCKING beruht die Angabe von SANDBERGER über das Vorkommen von Buchonit beim Dörrenhof bei Gersfeld auf einer Verwechslung mit der Dürrenmühle am Kalvarienberg bei Poppenhausen. Am Dörrenhof bei Gersfeld konnte Verf. keinen Buchonit auffinden, ebenso nicht an der Abtsröder Höhe und zwischen der großen und kleinen Nalle, von wo SANDBERGER und MÖHL Buchonit erwähnen. Das einzige Gesteinsvorkommen der Rhön, welches noch dem Buchonit von Poppenhausen entspricht, wurde vom Verf. vor wenigen Jahren am Kesselkopf bei Unter-Rupsroth, ca. 4 km

östlich von der Milseburg, aufgefunden. Es tritt daselbst am Westabhange des Kesselkopfes ein größerer Phonolithdurchbruch auf, der unmittelbar an der Eisenbahnlinie Fulda—Hilders durch einen großen Steinbruch aufgeschlossen ist. 50 m südlich von dem Phonolithbruch steht am Waldrand dichter Tephrit an, der nach Westen allmählich in grobkörnigen Buchonit übergeht. Die Beziehungen zwischen Phonolith, Buchonit und Tephrit sind aber hier zurzeit noch nicht klar zu erkennen.

Phonolith tritt noch an zahlreichen anderen Stellen in der Rhön zusammen mit Basalten auf, teils als Einschluß im Basalt, teils in Schlotbreccien und in Tuffen neben Basalt. Die meisten dieser Vorkommnisse konnten bis jetzt zu einer genaueren Altersbestimmung der verschiedenen Gesteine nicht verwertet werden. Auch in älteren Tuffen, die unmittelbar auf den Triassedimenten liegen, sind Phonolithbrocken nicht selten, so an der Danzwiese bei der Milseburg, wo die Tuffe von Feldspatbasalt durchsetzt oder überlagert werden. Der mehr wie 20 m mächtige Tuff vom Schafstein enthält unter anderen Bruchstückchen von Sanidinit, Kriställchen von Sanidin etc. Das Hangende des Tuffs bildet der Feldspatbasalt vom Schafstein, über diesem lagert der Phonolith der Wasserkuppe. Die hellgrauen Tuffe westlich vom Dachberg bei Rasdorf enthalten viel Phonolith, z. T. in größeren Blöcken. Diese Blöcke, früher von RINNE als Nephelintephrit gedeutet, sind besser als trachytischer Phonolith zu deuten. Eine von dem Verf. bereits vor 30 Jahren ausgeführte Analyse eines ziemlich frischen Phonoliths aus dem Tuff vom Dachberg bei Rasdorf ergab: SiO₂ 56,94, TiO₂ 0,55, Al₂O₃ 19,16, Fe₂O₃¹ 4,24, MnO 0,13, CaO 1,98, MgO 0,41, K₂O 6,87, Na₂O 8,83, H₂O 0,85; Sa. 99,96.

Der Phonolithtuff ist jünger als der Feldspatbasalt des Dachbergs. Aus dem Phonolithgehalt der Schlotbreccien und Tuffe, die durchweg auf Sedimenten der Trias aufliegen, kann man nach dem Verf. nur den Schluß ziehen, „daß die Phonolithe an den verschiedenen Stellen ihres Vorkommens zu den ältesten tertiären Eruptivgesteinen der Rhön gehören“. Nur am Pferdkopf, im Gebiete der Wasserkuppe und des Ehrenberges, am Kesselkopf bei Liebhardts und im Tuffe vom Dachberg bei Rasdorf trifft man auf Phonolith, der Basalt unzweifelhaft durchbrochen hat. Die beiden verschiedenalterigen Phonolithe vom Pferdkopf, die durch Feldspatbasalteruptionen voneinander getrennt sind, unterscheiden sich weder in ihrem Äußeren noch in ihrer mikroskopischen Struktur. Beide gehören zu den trachytoiden und andesitischen Phonolithen. Die Stellung der nephelinreichen Phonolithe des Milseburgtypus zu den trachytoiden Phonolithen des Pferdkopfes läßt sich nicht sicher entscheiden. Nach den Beobachtungen verschiedener Autoren lagert auf der Wasserkuppe, Ostrau der Rhön, Geba, Hahnberg, Gegend zwischen Bischofsheim und Fladungen, Kreuzberg und auf den Schwarzen Bergen in der südlichen Rhön Nephelinbasalt jeweils über Plagioklasbasalt. Dagegen tritt am Pferdkopf Nephelinbasalt und ebenso Nephelinbasanit

¹ FeO wurde nicht besonders bestimmt.

neben älterem Phonolith als Einschluß im Feldspatbasalt x auf, der wahrscheinlich älter ist als der Feldspatbasalt b des Pferdskopfes. Ebenso wird am Stoppelsberg bei Oberzell in der südwestlichen Rhön Nephelinbasalt von doleritischem Feldspatbasalt überlagert. Jedenfalls geht aus all dem hervor, „daß die Eruptivbildungen der Rhön keinesfalls an allen Orten die gleiche Reihenfolge beobachten“.

J. Soellner.

H. Bücking: Die Basalte und Phonolithe der Rhön, ihre Verbreitung und ihre chemische Zusammensetzung. (Sitz-Ber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. 1910. 490—519.)

Von der geologischen Spezialkarte von Preußen im Maßstab 1:25000 liegen aus dem Gebiete der Rhön bereits 13 Blätter vor. Auf diesen werden unter den basaltischen Gesteinen nach ihrer mineralogischen Beschaffenheit unterschieden: Feldspatbasalte, Nephelinbasalte, Nephelinbasanite, Nephelintephrite und Limburgite, und als besonders auffallende Abarten, die entweder durch grobes Korn oder durch zahlreiche große Einsprenglinge von Hornblende (und Augit) ausgezeichnet sind, auch noch Dolerite und Hornblendebasalte (Augitbasalte). Das geologische Auftreten der meisten dieser Gesteine ist jetzt bekannt. Unvollständig war nur noch unsere Kenntnis von der chemischen Zusammensetzung derselben. Um diese Lücke auszufüllen, hat Verf. alle bisher bekannt gewordenen Analysen von Rhönbasalten und Phonolithen zusammengestellt und von den Typen, von denen Analysen bisher fehlten, neue Analysen durch DÜRRFELD herstellen lassen. Insgesamt werden 101 Analysen von Rhöngesteinen und einzelnen ihrer Gemengteile angeführt. Darunter befinden sich 18 neue oder bisher nicht veröffentlichte Analysen. Die auf p. 505, 506 angeführten zwölf neuen Analysen von Hornblendens und Augiten aus Rhöngesteinen, analysiert von Fr. GALKIN 1908, sind inzwischen veröffentlicht worden¹.

Feldspatbasalte. In vorwiegend strom- und deckenförmiger Ausbildung durch die ganze Rhön verbreitet. „In der nördlichen und östlichen Rhön ist Feldspatbasalt durchweg älter als der Nephelinbasalt, nur an der Breitfirst tritt auch ein jüngerer Feldspatbasalt auf. Z. T. ist er dicht, z. T. doleritisch ausgebildet.“ Unter den 29 aufgeführten Analysen von Feldspatbasalten, Doleriten und Gemengteilen derselben befinden sich zwei neue (No. I und II der Aufzählung am Schluß des Referats). Der Feldspatbasalt vom Predigtstuhl westlich von der Rother Kuppe (II) ist bemerkenswert dadurch, daß er in einer Grundmasse, die aus Plagioklasleisten, Titanaugit, Magnet Eisen und einer lichten Basis besteht, zahlreiche kleine Einsprenglinge von Augit, Olivin und ganz in Serpentin zersetztem Enstatit enthält. Dieses Gestein ist seiner mineralogischen

¹ X. GALKIN, Chemische Untersuchung einiger Hornblendens und Augite aus Basalten der Rhön. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXIX. 1910. 681—718.

Zusammensetzung nach den Enstatitbasalten BAUER's aus Niederhessen ähnlich.

Nephelinbasalte in mächtigen Strömen und Decken sind am weitesten verbreitet. Im allgemeinen repräsentiert der Nephelinbasalt die jüngsten Eruptionen, nur am Stoppelsberg bei Oberzell-Brückenaue, im Südwesten der Rhön, wird er von Dolerit und Feldspatbasalt durchbrochen. Unter den 12 aufgeführten Analysen befindet sich eine neue (III) bereits 1887 von LINCK ausgeführte.

Nephelinbasanite, jünger als Feldspatbasalte und älter als Nephelinbasalt, sind hauptsächlich in der mittleren und südlichen Rhön deckenartig verbreitet. In der nördlichen Rhön treten sie nur in geringer Zahl auf. Im ganzen werden 6 bereits bekannte Analysen aufgeführt.

Nephelintephrite treten hauptsächlich in der nördlichen und mittleren Rhön auf. Das südlichste Vorkommen ist das vom Käuling am Kreuzberg. Es sind teils Reste von Decken, teils mehr oder weniger umfangreiche Durchbrüche. Wo er mit anderen Eruptivgesteinen in Berührung kommt, ist er jünger als Feldspatbasalt und Phonolith und etwa gleichalterig mit Basanit und Hornblendebasalt und demnach älter als Nephelinbasalt.

Es werden basaltoide und phonolithoide Nephelintephrite unterschieden. Die 5 Analysen von basaltoiden Nephelintephriten sind neu (IV—VIII). Das Gestein vom Bildstein bei Poppenhausen (VIII) enthält vereinzelte große Einsprenglinge eines sanidinartigen Feldspats, kleine Einsprenglinge von Nosean und stark resorbierte Hornblende. Es bildet den Übergang von den basaltoiden zu den phonolithoiden Tephriten. Bei den phonolithoiden Nephelintephriten sind 7 Analysen aufgeführt, darunter 5 neue (IX—XII b).

Hornblendebasalt und Trachydolerit (Basaltit).

Die Hornblendebasalte, durch zahlreiche große Einsprenglinge von Hornblendekristallen ausgezeichnet, kommen in typischer Ausbildung nur in Eruptionskanälen von geringem Umfang vor. Sie treten hauptsächlich in der mittleren und nordwestlichen Rhön auf und sind anscheinend gleichalterig mit dem Tephrit. Für die meisten Hornblendebasalte sind die Resorptionserscheinungen der Hornblende unter Neubildung von Magnetit, Augit und hauptsächlich Rhönit charakteristisch. Verf. scheint der Ansicht zu sein, daß aller Rhönit, der in der Grundmasse basaltoider Trachydolerite auftritt, und den ROSENBUSCH als „für die Trachydolerite charakteristisch“ bezeichnet, durch Resorption aus ursprünglicher Hornblende entstanden sei und er möchte daher „diesem Mineral, das sich nur unter besonderen Bedingungen in der Effusionsperiode des Gesteins aus anderen intratellurisch entstandenen Gemengteilen herausbildet, nicht die gleiche klassifikatorische Bedeutung zuerkennen, wie dem Mineral, bei dessen Zerfall es erst entsteht.“ [In den weitaus meisten der vom Ref. untersuchten rhönitführenden Gesteine tritt Rhönit als gleichmäßig verteilter Gemengteil der Grundmasse auf, ohne daß die betreffenden Gesteine auch nur im geringsten irgendwelche Spuren von basaltischer Horn-

blende enthielten. Aus der Tatsache allein, daß in anderen Gesteinen bei der Resorption von basaltischer Hornblende neben Augit, Magneteisen und häufig noch Olivin und Plagioklas auch Rhönit als Umschmelzungsprodukt entstehen kann, folgt nicht, daß aller Rhönit aus umgeschmolzener basaltischer Hornblende entstanden sein muß. Das gleiche müßte sonst auch für die anderen Mineralien gelten, welche als Umschmelzungsprodukte der Hornblende noch auftreten. Rhönit entsteht auch bei der Umschmelzung aus Biotit. Der Einwand des Verf.'s gegen die klassifikatorische Bedeutung des Rhönits ist somit hinfällig. Ferner möchte ich wiederholt betonen, daß weder Rhönit noch Cossyrit und Aenigmatit Hornblendevarietäten sind. Ref.] Verf. ist damit einverstanden, die Hornblendebasalte „der Gruppe der tephritischen oder basaltischen Trachydolerite als eine Unterabteilung zuzurechnen“, wie dies ROSENBUSCH getan hat. Nur erscheint ihm der Name Trachydolerit in Rücksicht auf die ursprüngliche Definition dieses Begriffs durch ABICH für die „tephritischen Trachydolerite“ nicht glücklich gewählt. Er schlägt daher für derartig basische Gesteine, wie sie in den Hornblendebasalten der Rhön und den hornblendefreien basaltischen Gesteinen, die zu den Trachydoleriten gezählt werden, vorliegen, „den sonst nicht mehr gebräuchlichen Namen ‚Basaltit‘ vor.“ „Basaltit“ ist also synonym mit „tephritischer oder basaltischer Trachydolerit.“ Zu den Basaltiten rechnet Verf. außer den Hornblendebasalten die rhönitführenden Basanite, Tephrite und Limburgite, ferner solche, „welche durch zahlreiche Einsprenglinge eines Minerals der Hauyn-Sodalithreihe sich als alkalireicher erweisen als die gewöhnlichen Glieder dieser Gruppen.“ Ferner zählt er zu den Basaltiten die früher von ihm als Basanitoide und Tephritoide bezeichneten Gesteine. Die Basaltite der Rhön würden gegenüber den Tephriten „durch einen geringeren Gehalt an SiO_2 , Al_2O_3 und Alkalien und durch einen beträchtlich höheren Gehalt an Magnesia, Kalk und Eisen charakterisiert sein“.

Es werden aufgeführt 3 Analysen von Hornblendebasalten, von Sommerlad herrührend, eine Reihe Analysen von Hornblenden und Augiten aus denselben, ferner von eigentlichen Basaltiten die bekannten Analysen von rhönitführendem Nephelinbasanit, Trachydolerit von Platz bei Brückenau, rhönitführendem Limburgit von der Südwestseite des Lösershages bei Oberbach, glasreichem Plagioklasbasalt vom Dachberg bei Rasdorf, von dem Basalt vom Volkersberg bei Brückenau und von dem Durchbruch am Ulmenstein bei Hofaschenbach.

Limburgite treten hauptsächlich in Form von Gängen und in zylindrisch gestalteten Durchbrüchen auf, selten sind sie deckenartig ausgebreitet. Sie sind durch die ganze Rhön verbreitet und scheinen im allgemeinen älter als Nephelinbasalt zu sein. Die Analysen (XIII, XIV) sind neu.

Phonolithe. „Die Verbreitung der Phonolithe in der Rhön beschränkt sich auf das Gebiet zwischen der Nordgrenze der Blätter Hünfeld und Spahl und der Südgrenze der Blätter Weyhers und Gersfeld. Das östlichste Vorkommen von Phonolith ist das vom Stirnberg in der Nordwest-

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO ₂ . . .	44,97	42,21	39,52	45,46	44,37	45,25
TiO ₂ . . .	2,47	2,48	3,01	1,50	3,75	2,78
Al ₂ O ₃ . . .	17,48	13,82	12,70	22,20	17,49	17,69
Fe ₂ O ₃ . . .	12,80	10,79	5,21	6,95	7,48	7,76
FeO . . .	0,44	2,73	8,92	4,19	3,39	4,62
CaO . . .	10,80	13,16	12,36	9,57	10,98	9,88
MgO . . .	4,06	9,34	12,27	3,07	5,21	3,68
Na ₂ O . . .	3,21	2,16	3,41	3,38	2,56	2,87
K ₂ O . . .	1,38	0,34	1,21	1,49	0,62	2,27
H ₂ O . . .	2,12 ¹	3,14 ¹	1,68	0,76 ¹	3,28 ¹	2,36 ¹
Sa. . .	99,73	100,17	100,29	98,57	99,13	99,16
Anal.: DÜRRFELD DÜRRFELD LINCK DÜRRFELD DÜRRFELD DÜRRFELD						
	1910	1910	1887	1910	1910	1910

- I. Feldspatbasalt (olivinfrei) vom Zornberg östlich vom Eierhauk bei Gersfeld.
- II. Feldspatbasalt vom Predigtstuhl westlich von der Rother Kuppe (Lange Rhön).
- III. Nephelinbasalt von der Höhe der Geba (Blatt Helmershausen).
- IV. Basaltoider Nephelintephrit vom Rückersberg bei Eiterfeld.
- V. Basaltoider Nephelintephrit vom Tannenfels südlich von Eckweisbach (Blatt Kleinsassen).
- VI. Basaltoider Nephelintephrit vom Hoherod (Farrod) nördlich von Hofbieber.

ecke des Blattes Sondheim, das südwestlichste liegt an der Dalherdakuppe, wo der Phonolith den Nephelinbasanit durchbrochen hat. Westlich von der Linie, die von der Dalherdakuppe über Lütter nach dem Steinhauk bei Dietershausen und von da nach Hümfeld gezogen wird, ist Phonolith in der Rhön nicht mehr beobachtet worden.⁴ Wie schon in der vorigen Arbeit (p. -398-) auseinandergesetzt wurde, sind in der Rhön zwei verschiedenalterige Phonolithe zu unterscheiden. Zwischen beide fällt die Eruption des Feldspatbasaltes. Nach der Struktur können jedenfalls die verschiedenalterigen Phonolithe nicht unterschieden werden. Auch in der chemischen Zusammensetzung bestehen zwischen nephelinreichen Phonolithen und den trachytoiden Phonolithen keine beträchtlichen Unterschiede. Neben einer Analyse von nephelinitoidem Phonolith (Milseburg) werden 17 Analysen von trachytoiden Phonolithen aufgeführt. Darunter befinden sich auch Analysen von Sanidinit und von Buchonit. Vier Phonolithanalysen sind neu (XV—XVIII).

Der trachytische Phonolith XVIII ist ausgezeichnet durch zahlreiche bis 8 mm große Einsprenglinge von schwarzer Hornblende und von sanidinartigem Anorthoklas, außerdem u. d. M. noch Einsprenglinge von grün-

¹ Glühverlust.

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XIIa.	XIIIb.
Si O ₂ . . .	45,67	48,78	52,18	50,24	50,33	51,25	51,65
Ti O ₂ . . .	1,57	1,99	1,76	1,63	2,08	1,55	1,52
Al ₂ O ₃ . . .	17,84	19,39	19,88	20,25	22,57	22,10	18,42
Fe ₂ O ₃ . . .	9,54	6,29	4,77	8,11	4,63	4,51	7,95
Fe O . . .	4,04	3,41	1,99	0,74	—	1,39	1,97
Ca O . . .	9,78	8,72	6,66	7,94	9,74	7,07	7,92
Mg O . . .	3,85	4,05	1,91	2,74	3,25	1,74	1,80
Na ₂ O . . .	3,88	4,09	3,65	4,84	3,90	4,32	3,59
K ₂ O . . .	1,44	1,53	3,45	1,70	1,73	2,79	2,58
Glühverlust	1,97	1,75	2,75	2,32	1,97	2,45	2,44
Sa. . .	99,58	100,00	99,00	100,51	100,20 ¹	99,17	99,84

Analytiker: DÜRRFELD 1910.

VII. Basaltoider Nephelintephrit vom Gipfel des Suchenberges (Blatt Spahl).

VIII. Basaltoider Nephelintephrit (Übergang zu den phonolithoiden Tephriten) vom Bildstein bei Poppenhausen.

IX. Phonolithoider Nephelintephrit vom Hozzelberg bei Walkes (Blatt Spahl), trigon. Punkt 623.

X. Phonolithoider Nephelintephrit vom Kirschberg bei Rasdorf.

XI. Phonolithoider Nephelintephrit vom Dedgesstein (Blatt Spahl).

XIIa. und XIIIb. Phonolithoider Nephelintephrit vom Steinhauk zwischen Obernüst und Mahlerts (Blatt Spahl).

lichem, diopsidartigem Augit, Magnetit und vereinzelt Biotit und Apatit. Die größeren Anorthoklase sind im Innern reich an Einschlüssen von Hornblende, Apatitnadeln, Magnetit, Grundmasse und bräunlichem Glas. Die Grundmasse besteht aus Sanidin, Ägirinaugit und Nephelin. Zuweilen treten auch Mikrolithe von Hornblende auf. Dieses Gestein, das äußerlich durch seinen Reichtum an Hornblende und durch seine dichte graue Grundmasse an Amphibolandesit erinnert, ist bis jetzt nur in Form von Auswürflingen in der Breccie von Schackau, sonst nirgends in der Rhön, gefunden worden.

Verf. vergleicht zum Schluß die Verhältnisse, wie sie in der Rhön vorliegen, mit denen des Böhmisches Mittelgebirges. Es fehlt der Rhön die große Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen, wie sie das Böhmisches Mittelgebirge aufweist. Es fehlen der Rhön vor allen Dingen die leucitführenden Gesteine vollständig und ebenso lakkolithische Bildungen. Gemeinsam ist beiden Gebieten, daß Eruptionen von sauren und basischen Gesteinen wiederholt miteinander abwechseln. Zum Schluß betont Verf. nachdrücklich die Unabhängigkeit der Eruptionen von den tektonischen Störungen des Gebietes.

¹ Im Original steht 100,40.

	XIII.	XIV.	XV.	XVI.	XVII.	XVIII.
SiO ₂ . . .	41,90	41,14	55,32	54,98	54,63	49,55
TiO ₂ . . .	2,28	2,07	0,75	0,76	0,78	—
Al ₂ O ₃ . . .	13,83	14,28	20,25	18,26	18,02	25,01
Fe ₂ O ₃ . . .	6,27	5,14	4,05	6,88	9,04	4,04
FeO . . .	4,59	6,23	—	2,42	0,92	3,51
CaO . . .	11,40	12,28	4,21	5,82	4,20	8,30
MgO . . .	13,17	11,05	0,98	1,96	1,87	3,03
Na ₂ O . . .	2,21	2,87	6,32	3,84	3,42	4,52
K ₂ O . . .	0,34	0,80	4,10	2,19	2,27	4,21
Glühverlust	3,87	4,71	3,34	1,99	3,10	—
Sa. . .	99,86	100,57	99,32	99,10	98,25	102,17
Anal: DÜRRFELD	DÜRRFELD	DÜRRFELD	DREHER	DREHER	v. SEYFRIED	
	1910	1910	1910	1910	1910	1896

XIII. Limburgit vom Hundskopf bei Lengsfeld.

XIV. Limburgit zwischen Dörnberg und Suchenberg (Blatt Spahl).

XV. Phonolith vom Kalvarienberg bei Poppenhausen.

XVI. Phonolith frisch

XVII. Phonolith in Zersetzung begriffen } von der Dalherdakuppe.

XVIII. Phonolith aus Tuffbreccie vom Ziegenkopf bei Schackau.

J. Soellner.

A. Uhlemann: Die Pikrite des sächsischen Vogtlandes.
(Min.-petr. Mitt. 28. 413—470. 1909.)

Die Vorkommen des Pikrites lassen drei, NO.—SW. laufende Züge unterscheiden: I. Schönfels—Cunsdorf, Jößnitz, Zwoschwitz, Dehles. II. Pausa—Mühltröf. III. Langenbuch—Langenbach. Im ganzen sind 56 Einzelvorkommen aufgezählt.

Die wichtigsten Ergebnisse faßt Verf. am Schlusse ungefähr wie folgt zusammen:

1. Die Pikrite des Vogtlandes treten teils als Oberflächenergüsse, teils in Gängen oder als Intrusivlager auf.

2. Ihre Eruptionen dauerten von Ende des Silurs bis ins Unterdevon, vor dem Mitteldevon waren sie schon abgeschlossen.

3. Ihre gegenwärtige Verbreitung hängt mit postculmischen Aufaltungen zusammen.

4. Sie treten sehr häufig im geologischen Verbande mit körnigen Diabasen auf, denen gegenüber sie aber eine völlig selbständige Stellung einnehmen und mit denen sie durch keinerlei Übergänge verbunden sind.

5. Es sind grob-, seltener mittelkörnige Pyroxen-Olivingesteine mit basischem Feldspat, Eisenerzen (in Skelettformen, jünger als Olivin), Apatit, häufig auch rhombischem Pyroxen, lokal auch Biotit oder einer globulitischen, trichitischen Basis. Der Pyroxen ist z. T. in Uralit umgewandelt oder mit Tremolit umwachsen.

6. Ein Teil ist polar magnetisch.

7. Nach der Struktur werden unterschieden:

- I. Hypidiomorph-körnige Pikrite.
- II. Holokristallin-porphyrische mit hypidiomorph-körniger Grundmasse.
- III. Hypokristallin-porphyrische Gesteine mit intersertaler Grundmasse (Schönfelsite). Die Glasbasis ist in chloritische Substanz umgewandelt.

Zwei der Gesteine der Gruppe I zeigen eine porphyrische Randfazies.

8. Die Olivine fast aller beschriebenen Pikrite führen in rundlichen Einschlüssen Säulchen brauner Hornblende; bei den Schönfelsiten von Zwoschwitz, bei Signal 476,1, werden sie durch Titanaugit ersetzt.

9. Olivin zeigt außer der gewöhnlichen Serpentinpseudomorphose mit Maschenstruktur auch Umwandlung in homogene Antigoritaggregate oder solche mit ausgezeichneter Gitterstruktur, die durch eine bei der Zersetzung sichtbar werdende Spaltbarkeit nach (010) und (021) bedingt wird; der Antigorit ist dabei mehr oder minder stark pleochroitisch (von α schwach gelblich bis lebhaft orangerot, $\beta = \gamma$ lichtgrünlich bis tief blaugrün). Verf. spricht im Text die Vermutung aus, daß alle die verschiedenen iddingsitähnlichen Umwandlungsprodukte nichts als Serpentine (scil. Antigorite) mit verschiedenem Eisengehalt sind. Außerdem treten auch noch Pseudomorphosen von Tremolit nach Olivin auf.

10. Die monoklinen Augite zeigen häufig Parallelverwachsung mit sekundärem Tremolit.

11. Im Pikrit von der Bahnlinie Schönberg—Hirschberg (No. 39) zeigt der Apatit einen Pleochroismus $\omega > \epsilon$, und zwar ϵ lichtbräunlich, ω braunviolett.

12. Als Neubildungen sind vertreten: Tremolit, Uralit, Antigorit, Bastit, Pseudophit, Pennin, Delessit, Prochlorite, Talk, Dolomit, Braunspat, Epidot, kaolinähnliche Produkte, Magnetit und Titaneisenglimmer. Der Bastit zeigt glimmerähnliche Spaltbarkeit, \perp dazu die optische Achsenebene, $2V_a = \text{ca. } 40^\circ$, α lichtbräunlichgelb, $\beta = \gamma$ lichtblaugrün.

13. Als Spaltenausfüllungsmaterial treten auf: Amphibolasbest, Tremolit, Antigorit, Pikrolith, Calcit (pseudomorph nach Asbest), Braunspat, Steatit mit Chlorit, welcher Tolypitstruktur aufweist, Talk und Titaneisen, letzteres in Talk in bis 2 cm breiten, 0,2 mm dicken Tafeln.

14. Dislokationen, durch Klüftflächen, Ruscheln und Verwerfungen bemerkbar, verursachen die Bildung von Reibungsbreccien, in weniger beeinflussten Stellen die Zerstörung der Formen von Olivin und Augit, und beförderten die Umwandlung in Talk, Chlorit und ein Amphibolmineral, wobei in den völlig metamorphosierten Gesteinen ein feiner Hornblendefilz in einem Grundgewebe von Chlorit und Serpentin schüppchen entsteht.

Der Pikrit ist im allgemeinen widerstandsfähiger gegen die Zerstörung durch Atmosphärien und tritt dadurch häufig als Höhenlandschaftlich hervor. In selteneren Fällen (bei der Brauerei unweit Cunsdorf)

ist er wie der Diabas in einen braunen Lehm, mit Resten von Asbest und frischem Magnetit(!) verwandelt.

Analysen:

	I.	II.	IV.	V.	VI.	VII.
Si O ₂	42,57	40,81	50,89	44,41	38,19	—
Ti O ₂	1,50	1,08	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	4,58	4,35	14,11	12,43	4,81	—
Fe ₂ O ₃	7,71	9,10	7,42	8,76	6,20	—
Fe O	7,31	6,54	5,33	5,81	10,51	5,44
Mn O	Spur	0,29	—	—	—	—
Mg O	22,16	24,56	5,16	12,19	28,25	18,07
Ca O	5,24	4,67	10,36	7,43	2,60	30,29
Na ₂ O	0,45	0,63	3,31	2,83	Spur	—
K ₂ O						
CO ₂	—	—	—	—	—	46,54
H ₂ O	7,64	7,26	3,27	5,37	9,24	—
P ₂ O ₅	0,16	0,06	—	—	—	—
Sa.	99,32	99,35	100,77	100,39	99,80	100,34
S	44,84	42,06				
a	0	0				
c	1	1				
f	19	19				
n	—	—				

I. Pikrit von Lauterbach.

II. Pikrit an der Bahnlinie Schönberg—Hirschberg (Stat. 34—35).

(III). Pikrit von Schwarzenstein bei Trogen (aus GÜMBEL, Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges): S 37, a 0, c 1, f 19, n 5,6.

IV. Diabas zwischen Stat. 28 und 29 der Bahn Schönberg—Hirschberg.

V. Diabas nahe dem Kontakte mit Pikrit (Stat. 34—35) (vergl. hierzu Anal. II).

VI. Reibungsbreccie vom Cunsdorfer Pöhl.

VII. Braunspat aus Spalten im Pikrit von Göttengrün.

Alle Analysen vom Verf., mit Ausnahme von III.

C. Hlawatsch.

Philipp, H.: Studien aus dem Gebiete der Granite und umgewandelten Gabbros des mittleren Wiesentals. (Mitt. großh. bad. geol. Landesanst. 6. 1910. 90 p. 1 Karte. 3 Taf.)

— Resorptions- und Infektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 59. 1907. 2 p.)

Schneider, K.: Über einen tertiären klasmatischen Längsausbruch im westlichen Erzgebirge. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 802—807. 2 Fig.)

- Rimann, E.: Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes. Habil.-Schrift Techn. Hochsch. Dresden. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1910. 1. 3. 482—533. Taf. 28. 1910.)
- Brauns, R.: Die kristallinen Schiefer des Laacher Seegebietes und ihre Umbildung zu Sanidinit. 4^o. 61 p. 18 Taf. mit 68 Fig. Stuttgart 1911. [Vergl. das Referat p. -390-.]

Asien. Malaischer Archipel.

- Backland, H.: Kristalline Gesteine von der Nordküste Sibriens. I. Die Diabase der Kusjkininsel. (Mem. Acad. Sc. St. Pétersbourg (8). Cl. phys.-math. 21. No. 6. 1910. 38 p. mit 2 Taf.)
- Stutzer, O.: Über primären Calcit im Eläolithsyenit des Botogolsky-Golez in Ostsibirien. (Graphitgrube Alibert.) (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 433—436. 1 Fig.)
- Schulz, K.: Beiträge zur Petrographie Nordkoreas. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIX. 1910. 1—52. 2 Fig. Taf. I.)
- Scrivenor, J. B.: The rocks of Pulau Ubin and Pulau Nanas (Singapore). (Quart. Journ. geol. Soc. 66. 1910. 420—434.)
- The Tourmaline-Corundum rocks of Kinta (Federated Malay states). (Quart. Journ. geol. Soc. 66. 1910. 435—449. Taf. 30—31.)
- Iddings, J. P.: The petrography of some igneous rock of the Philippines. (Philippine Journ. Soc. 5. 1910. 155—170.)
- Wanner, J.: Beiträge zur Geologie des Ostarms der Insel Celebes. [G. Böhm: Geol. Mitt. a. d. Indo-australischen Archipel VIII]. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXIX. 1910. 739—777. Taf. 25.)
- Schmutzer, J.: Bijdrage tot de Kennis der postcenomane hypoabysische en effusieve gesteenten van het Westelijk Müller-gebergte in Central-Borneo. Proefschrift, Techn. Hoogeschool te Delft, Jan. 1910. Amsterdam 1910. 8^o 213 p. Pl. I, II.

Zentral- und Süd-Amerika. Westindische Inseln.

- Steinmann, G.: Gebirgsbildung und Massengesteine in der Cordillere Südamerikas. (Geol. Rundschau. 1910. 13—56. 11 Fig.)
- Outes, F. F.: Les scories volcaniques et les tufs éruptifs de la série pampéenne de la République Argentine. (Rev. Mus. La Plata. 16. Buenos Aires 1910. 34—36.)

Australasien.

- Skeates, E. W.: The Gneisses and altered Dacites of the Dandenong district (Victoria) and their relations to the Dacites and to the Granodiorites of the area. (Quart. Journ. geol. Soc. **66**. 1910. 450—469. Taf. 32—34.)
-

Polargebiete.

- Pelikan, A.: Petrographische Untersuchung der Gesteinsproben. I. Teil. (Expédition antarctique belge. Résultats du voyage du S. Y. belgica en 1897, 1898, 1899 sous le commandement de A. DE GERLACHE DE GOMERY. Rapports scientifiques. Géologie. Anvers 1909. 49 p. 2 Taf.)
-

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Allgemeines.

- Merrill, G. P.: The non-metallic minerals, their occurrence and uses. 2. edit. 8°. 432 p. XXXVIII Pls. 55 Fig. New York 1910.)
-

Golderze.

- Andrew, A. R.: The geology of the Dolgelly Goldbelt, North Wales. (Geol. Mag. 1910. 261—272.)
- Wilkens, O.: Die begrabenen Goldseifen von Victoria. (Geol. Rundsch. **1**. 39—41. 1910.)
-

Blei- und Zinkerze.

- Waagen, L.: Die Zink- und Bleierzlagerstätte des Berges Izrenec bei Lakatnik (Bulgarien). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. 131—138. 4 Fig.)
- Johansson, H. E.: The Ammeberg Zinc ore field. (Geol. Fören i Stockholm Förh. **32**. 1910. 1057—1078. Taf. 42.)
- Waagen, L.: Über eine Zink- und Bleilagerstätte im Bulgarischen Balkan. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 123.)
- Finlayson, A. M.: On problems of ore-deposition in the lead and zinc veins of Great Britain. (Quart. Journ. geol. Soc. **66**. 1910. 299—328.)
- Oberschuir, Die Bleierzlagerstätten von Goppenstein im Löttschental. Kattowitz 1910. 2 Taf.
-

Eisenerze.

H. Johansson: Till frågan om de mellansvenska järnmalmernas bildningssätt. (Geol. Fören. i Stockh. Förh. 28. 1906. 516—538. 29.. 1907. 143—186, 285—300.)

Die zahlreichen Eisenerzlagerstätten Mittelschwedens sind zwar in petrographischer Hinsicht von recht verschiedener Natur; daß aber ihr Vorkommen auf einen verhältnismäßig nicht großen Erzdistrikt beschränkt ist, daß die verschiedenen Typen darin nebeneinander vorkommen, hält Verf. für einen zwingenden Beweis für seine Auffassung, daß alle gleichzeitig und unter denselben Bedingungen gebildet sein müssen. Die titanhaltigen und auch die apatitführenden Eisenerze Schwedens sind schon von anderen Autoren für magmatische Differentiationsprodukte gehalten worden; Verf. geht weiter, indem er diese Erklärungsweise für alle mittelschwedischen Eisenerze verallgemeinert.

Die Entstehung der einzelnen Mineralien sei nur innerhalb gewisser Temperaturgebiete möglich. Verf. unterscheidet folgende „Zonen“ (die Temperaturen geben die Schmelzpunkte, bezw. Umwandlungspunkte an) (siehe beiliegende Tabelle).

Die mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten zählt Verf. der kühlmagmatischen Granitzone zu. Nicht nur den Quarz, die Feldspäte und den Glimmer, sondern auch die für gewisse Typen der Erze wichtigen Begleitmineralien Epidot, Malakolith, Strahlstein, Kalkeisengranat und den Kalkspat hält er für primäre Ausscheidungen des differenzierten Magmas. Der Erstarrungspunkt des Magnetits, welcher letzterer nach der Tabelle bereits seine Stelle in der Temperaturzone der Gabbros besitzt, und des Eisenglanzes, dessen Schmelzpunkt in demselben Gebiete liegt, seien durch Lösungsgeossen herabgedrückt worden. Die mittelschwedischen Eisenerze verhalten sich zum granitischen Magma ebenso wie die titanführenden zu Gabbro-, die Chromitausscheidungen zu Peridotitmagmen.

Die erzführenden Gesteine, die von den schwedischen Geologen mit dem Namen Granulit, Hälleflinta und Gneis bezeichnet werden, sind zum meist feldspatführend. Die damit auftretenden feldspatfreien oder feldspatarmen Gesteine, wie Quarzglimmergestein, reinere Quarz- und Carbonatgesteine sind zwar sehr charakteristische Begleiter dieser Quarzfeldspatformation, treten aber an Menge sehr gegen diese zurück. Vom chemischen Gesichtspunkte aus hält Verf. die sedimentäre Entstehung irgend eines solchen Gesteins für gänzlich ausgeschlossen, betrachtet sie vielmehr alle als echte, in der Tiefe erstarrte Abkömmlinge eines granitischen Magmas.

Im erzführenden Granulitgebirge wechseln ganz allgemein zweierlei, vom Verf. als extreme Differentiationsprodukte gedeutete Gesteine, die kieselsäurearmen, femischen „Hornblendegranulite“ oder „Dioritschiefer“ mit höchstens 52—53% SiO_2 und die salischen Feldspatgesteine mit selten geringerem SiO_2 -Gehalt als 67%. Intermediäre Gesteine fehlen hier fast vollständig; solche müßten aber nach Verf.'s Meinung wohl vorhanden

Heißmagmatische Zone		Kühlmagmatische Zone		Zone der Nachwirkungen		Oberflächenzone
Peridotit-Zone	Gabbro-Zone	Syenit-Zone	Granit-Zone	Erzgang-Zone	Zeolith-Zone	
Tridymit (1000°)				Quarz (800°)	Gangspat	Chalcedon, Opal
Pseudowollastonit (1512°)				Kalksengranat Epidot, Zoisit und Albit	Apophyllit Okenit etc Zeolithe	
Anorthit (1532°)						
Bytownit						
Labrador						
Andesin						
	Oligoklas			Oligoklas		
	Kaliofingoklas			+ Orthoklas		
	Albit (1200°)					Analcim, } Natrolith }
	Anorthoklas				Albit + Mikroklin	
	Natronorthoklas					
	Kalinatronorthoklas					
	K Na-Orthoklas					
	Kaliorthoklas				Adular, Valencianit	
				Muscovit		
	Biotit				Chlorit	
Angit	Grüne Hornblende					
	Hedenbergit					
	Malkolith (1190°)					
	Diopsid (1270°)				Strahlstein	Talk
	Mg = Diopsid					
	Mg = Fe = Diopsid					
Mg Si O ₃ (Enstatit 1521°)						
Bronzit						
				Anthophyllit		Serpentin, Talk
	Hypersthen (1280°)					
				Fayalith		
				Hortonolith		
	Hyalosilerit					
	Chrysolith					Serpentin
Forsterit (? 1750°)						
Chromit (1670°)						
	Magnetit (1260°)					
	? Titanomagnetit					
				Titanit (1210°)		
? Ilmenit						
Iserin (1450°)						
	Eisenglanz (1300°)					
				Kalkspat		
					Eisenspat	Rotseisenerz
						Goethit
						Limonit
1700°	1500—1400°	1300—1200°	ca. 1000°	700—600°	ca. 400°	

Stark wasserhaltige Silikate: Hydrate, Carbonate usw.

sein, wenn es sich um Effusivgesteine handeln würde [wie das HOLMQUIST annimmt. Ref.] Der Feldspat jener Amphibolgesteine ist in der Regel ein Andesin, sie werden deshalb als echte natronreiche dioritische Gesteine aufgefaßt. Unter den salischen Gesteinen der Erzdistrikte finden sich fast dieselben chemischen Typen wieder, wie sie eine vergleichende Zusammenstellung der Granitanalysen bietet, nur mit dem auffälligen Unterschied, daß unter den eisenerzführenden Gneisen, Granuliten und Hällefintn natronreiche, also plagioklasreiche Gesteine viel weiter verbreitet sind als dort. Im übrigen gehören diese Quarzfeldspatgesteine im ganzen zwei Haupttypen an, nämlich Natrongraniten mit stark überwiegendem Plagioklasgehalt und den eigentlichen Graniten mit ziemlich gleich großem Gehalt an perthitischem Mikroklin oder auch Orthoklas und Plagioklas oder mit überwiegendem Kalifeldspat. Diesen letzteren Gesteinen entsprächen der Upsala-Salagranit, der Filipstadgranit und der Bohuslän-Blekinge-Granit hinsichtlich der Feldspatführung. Besonders die natronreichen Typen haben eine außerordentlich weite Verbreitung in den Erzdistrikten, mindestens in denjenigen mit Skarn- und Apatiterzen. Diesen „Granuliten“ entsprechen in den erzführenden Distrikten von Süddalarne gewisse Gneise, wie die den Natrongraniten nahestehenden, häufig pyroxenführenden Gneistypen z. B. des Brodbofeldes, die den reinen Plagioklasgraniten entsprechenden, hier Apatiteisenerze umschließenden Gesteine des Lekobergfeldes, unter denen weiße Albitgneise eine große Rolle spielen. Die Kalifeldspat-Plagioklas-Granite (die „eigentlichen Granite“) haben ihre chemischen Analoga im sogen. grauen, ziemlich femischen Andesingneis, in den intermediären Granit- und Augengneistypen und im sogen. Eisengneis und anderen „roten“ Mikroklin-Oligoklas-Gneisen. Gneise und Granite dieser Art nehmen sehr wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung des erzführenden Gebirges von Dalarne. In ihnen finden sich aber nur sehr selten Eisenerze, deren Vorkommen fast ganz auf die Granulitzonen beschränkt ist. Die kalireichen Granulite unterscheiden sich von den Gneisen und Graniten ähnlicher Zusammensetzung durch die weite Verbreitung muscovitführender Gesteine.

Granulite von der Feldspatzusammensetzung der Perthitgranite in Småland, zahlreicher Rapakivotypen und der sogen. Granophyrgranite Schwedens und Finnlands, d. h. reich an Ab-reichem Oligoklas und natronreichem, oft ausgesprochen perthitischem Orthoklas, und solche von der Feldspatführung der den foyaitischen Gesteinen bereits nahestehenden Alkaligranite haben nur eine ganz untergeordnete Bedeutung.

Tonerdereiche Gesteine scheinen im eigentlichen Granulitgebiet nicht vorzukommen; den Granatgneisen Mittelschwedens sind Eisenerze geradezu fremd. Quarzmuscovitfelse haben eine gewisse Bedeutung; sie finden sich manchmal in Begleitung von Zweiglimmergranuliten oder mit Muscovitalbitgesteinen. Quarzite scheinen in den Granulitgebieten nur in Begleitung sulfidischer Erzlagerstätten aufzutreten; sie sind ausgezeichnet durch einen Gehalt an Anthophyllit, Cordierit, lichtem Granat (Almandin?) und anderen charakteristischen Mineralien.

Wo die Eisenerze in die Granulite eingelagert sind, beobachtet man die Anzeichen einer Differentiation in einem unaufhörlichen Wechsel gewisser, chemisch scharf voneinander unterschiedener Lagen, insbesondere der Hornblendeplagioklas- und der Quarzfeldspatgesteine. Weniger auffällig, aber durchaus charakteristisch ist ein mehrfach zu bemerkender Wechsel von natronreichen und kalireichen Granulit- oder Gneislagen, oder von Quarzmuscovit- und Quarzfeldspatgesteinen.

Betrachtet Verf. auch die magmatische Herkunft der Erze und der Gesteine als feststehend, so müsse doch die magmatische Differentiation hier einen anderen Verlauf genommen haben wie bei der gewöhnlich bei Tiefengesteinen beobachteten Spaltung. „Man könnte sicherlich annehmen, daß das Gesteinsmaterial in den erzführenden Zonen eine ursprünglich eigenartige Zusammensetzung hatte, welche für eine weitgehende magmatische Differenzierung prädisponierte, und insbesondere würde man ja die Bildung der Eisenerze sich im Zusammenhang mit einem ursprünglich abnorm eisenreichen Granitmagma vorstellen können, analog den eisenreichen Syenitmagmen, aus welchen nach HÖGBOM gewisse Eisenerze im Ural und in Norrbotten differenziert worden sein sollen. Eine solche Hypothese scheint aber doch nicht an sich hinzureichen, um die chemisch-petrographischen Eigenheiten der mittelschwedischen Erzformation zu erklären. Der Reichtum an Eisenerzen innerhalb dieser Formation scheint mir nicht so groß zu sein, um dem ursprünglichen Granitmagma einen irgendwie außergewöhnlichen Eisenreichtum zuzuschreiben, sondern vielmehr dürfte man die Erklärung darin suchen, daß das ursprüngliche Magmamaterial hier unter besonderen Bedingungen gebildet wurde, die in hohem Grade einer weitgehenden magmatischen Differentiation günstig waren.“

Die gebräuchliche Einteilung der erzführenden Quarzfeldspatgesteine in Gneise, Granulite und Hälleflinten gründet sich auf den Grad der Grob- bzw. Feinkörnigkeit dieser Gesteine. Im übrigen besteht nach Verf.'s Auffassung der innigste Zusammenhang unter ihnen. Deshalb ist es auffällig, daß die Eisenerze fast ganz ausschließlich in den Granuliten, welche nach der Korngröße zwischen den beiden anderen Gruppen stehen, oder doch in geringer Entfernung von ihnen auftreten. Auch dort, wo die Erze in Gneise eingelagert zu sein scheinen, sind sie doch in diesen an „Granulierungszonen“ gebunden, d. h. das Nebengestein wird erheblich feinkörniger. Diese Struktur erklärt Verf. als die Folge von Deformationen, die schon während der Differentiation und Kristallisation auf das Magma einwirkten. Auch die Bänderung und Lagenstruktur der Erze und Nebengesteine werden auf mechanische Beeinflussungen des erstarrenden Magmas zurückgeführt, dabei den differenzierten Teilmagmen eine nur begrenzte Mischbarkeit zugeschrieben.

Die mittelschwedischen Eisenerze werden unterschieden in Apatiterze, Quarzerze, Skarnerze und Kalkerze. Alle sollen nach Verf.'s Ansicht durch magmatische Differentiation entstanden sein; demnach bezeichne die Einteilung auch die Genossen, mit welchen beim magmatischen Konzentrationsprozeß die Eisenerze in verhältnismäßig einfach

zusammengesetzte Spaltprodukte einzugehen vermögen, nämlich mit Apatit, Quarz, Ca-Mg-Fe-Silikaten und Ca-Mg-Mn-Carbonaten. Feldspat, Glimmer, Granat und Epidot spielen in den Eisenerzen nur eine untergeordnete Rolle. Die weite Verbreitung eines bestimmten Typus über ganze Gebiete finde darin ihre Erklärung, daß die Differenzierung längs gewisser bestimmter Hauptrichtungen gewirkt habe. Als Beweis für die behauptete Entstehungsweise der Erze wird bemerkt, daß ungleiche Erztypen auch an Gesteine von ungleichen chemischen und petrographischen Eigenschaften gebunden sind, und daß ferner der Eisengehalt bestimmter Erztypen ein ziemlich gleichbleibender, in den verschiedenen Typen ein verschiedener ist. Neben den reichen Erzkonzentrationen kommen auch, sowohl längs des Streichens, wie in der streichenden Verlängerung, ärmere Erze, „Schlierenerze“ vor; „sie bestehen aus Klumpen, kleinen Linsen und Schlieren von erzreicherem Material eingebettet in eine Zwischenmasse von erzimprägniertem Nebengestein.“ Sie bezeichnen eine unvollendete Erzkonzentration. Als jüngere Aussonderungsprodukte werden die Sköl- und Pegmatitbildungen aufgefaßt, welchen eine für jeden verschiedenen Erztypus besondere Beschaffenheit zukommt.

Die einzelnen Typen werden weiterhin gekennzeichnet und ihre wichtigsten Vorkommnisse aufgeführt.

Apatiterze. Zu Grängesberg ist das herrschende Gestein ein biotitreicher, grauer Plagioklasgranulit mit Amphiboliteinlagerungen, die bis zu einem Viertel des ganzen Komplexes ausmachen können. Dabei folgt der Erzzug dem Kontakt zwischen jenem Plagioklasgranulit und einer Zone von kalifeldspatreicherem Gestein. Mächtige Pegmatitgänge sind häufig, im Hangenden der Erzzone stellt sich eine „Grenzskölbildung“ ein, die aus Biotit, Amphibol und Apatit besteht. Das Beispiel eines mehr schlierigen Auftretens der Erze innerhalb eines gleichfalls recht inhomogenen, aus Amphiboliten und Granuliten in sehr wechselnder Folge zusammengesetzten Gesteins bietet das Nordhammarfeld bei Grängesberg. Ähnlich wie hier verhält sich das Vorkommen zu Blötberg und Fredmundberg. Långblå zeigt den für Mittelschweden seltenen Fall, daß Eisenerze unmittelbar in einen gröberkörnigen Granitgneis eingelagert sind. Dieser ist hornblendeführend, enthält ungewöhnlich viel Apatit und Eisenerz und nimmt in der Nähe des Erzzuges eine gewisse schlierige Unhomogenität an, wobei sich ein Oligoklashornblendegestein und etwas Pegmatit einstellen. Im Hangenden der scharf vom Nebengestein abgesonderten Erzlinsen tritt wieder ein Biotit-Amphibolsköl auf. Weitere den genannten mehr oder weniger ähnliche Eisenerzlagerstätten sind diejenigen zu Lekomberg, Idkersberg und Snöberg.

Der ganz außergewöhnliche Apatitreichtum des Gebietes von Grängesberg, der übrigens auch den Gneisen und den dortigen Quarzserzen eigen ist, wird auf ein ursprünglich ganz abnorm apatitreiches Magma gedeutet. Er habe sich konzentriert in wenig sauren, ziemlich femischen und natronreichen Magmazonen. Bei der endgültigen Konzentration der Apatiterze sind die femischen Bestandteile ausgepreßt worden und haben sich

als Sköl nach der einen Seite angesammelt; bis zuletzt blieb noch Quarzfeldspatmutterlauge übrig, die in der Form von Pegmatiten auf Spalten und Hohlräumen zur Erstarrung kam.

Die Quarzerze zerfallen in zwei nach ihrer Zusammensetzung und Struktur verschiedene Gruppen. Die „schuppigen (eisenglanzhaltigen) und körnigen (magnetithaltigen) Quarzerze vom Tonerdetypus“ zeigen einen hohen, durch Beimengung von Feldspat und Glimmer bedingten Tonerdegehalt, die „Quarzbanderze“ dagegen einen solchen von Kalk, der von Kalkeisengranat herrührt. Es bestehen indessen Übergänge und Erze beiderlei Ausbildung können miteinander gelegentlich wechsellagern.

Die tonerdereichen Quarzerze finden sich in Süddalarne teilweise zusammen mit den Apatiterzen, z. B. zu Grängesberg; andere Vorkommnisse liegen bei Pershytta, Knutsberg usw. Sie sind vorzugsweise an oft rötlichgraue Zweiglimmergranulite mit einem beträchtlichen Gehalt an häufig perthitischem Kalifeldspat gebunden; der Quarzgehalt ist nicht sonderlich hoch. Der Übergang zwischen Erz und taubem Nebengestein ist besonders bei dieser Gruppe gut zu beobachten. Der Grad der Konzentration des Erzes ist daher auch ein recht wechselnder. Die Skölbildungen bestehen aus lichtem Glimmer, Pegmatite sind hier zwar nicht so mächtig, aber gleichmäßiger entwickelt wie bei den Apatiterzen; sie führen ebenso wie der Granulit Muscovit und gelegentlich Turmalin. Sköl und Pegmatit werden auch hier als magmatische Aussonderungen bei der Erzkonzentration betrachtet. Amphibolite spielen bei den Erzen dieser Art keine Rolle.

Zu den Quarzbanderzen gehören solche von Striberg, Westbispsberg, Gränshytta und Norberg, wo sie besonders typisch entwickelt sind; ferner werden hier u. a. diejenigen von Utö genannt, die durch einen gewissen Amphibolitgehalt ausgezeichnet sind und den Übergang nach den Skarnerzen erkennen lassen. Das Nebengestein der Quarzbanderze ist von ziemlich wechselnder Zusammensetzung. Zu Striberg ist es ein roter, an CaO armer, saurer, wenig Glimmer führender Quarzfeldspatgranulit, zu Norberg und Stripa ein kalkreicherer, gewöhnlich viel Glimmer enthaltender Granulit. Im ganzen sind die Begleitgesteine in chemischer Hinsicht noch wenig bekannt. Der Übergang zwischen den Erzeinlagerungen und dem Nebengestein ist nicht in dem Maße zu beobachten, wie bei den tonerdereichen Quarzerzen. Der Eisengehalt der gebänderten Erze ist sehr gleichmäßig 50—55 %. Wie gesagt, bildet ein Kalkeisengranat einen wichtigen Bestandteil dieser Erze, die sich von den vorigen auch dadurch unterscheiden, daß sie nicht von Skölarn und nur selten von Pegmatiten begleitet werden. Die Ansiedelungen von weißem Quarz, oft mit grobkristallinischem Eisenglanz, die in diesen Erzen ganz allgemein angetroffen werden, hält Verf. für die Analoga jener Pegmatite. Amphibolite sind gleichfalls nirgends zu reichlicherer Entwicklung gelangt.

Skarnerze sind unter sämtlichen Eisenerztypen am weitesten verbreitet und herrschen in manchen Distrikten fast vollständig. Es werden unterschieden: Quarzamphibolerze, mit Quarz, strahlsteinartigem

Amphibol, akzessorischem Biotit, Epidot oder Granat; Amphibolerze, mit strahlsteinartigem Amphibol als Hauptlagerart, daneben manchmal mit scheinbar jüngerem Kalkspat und Quarz; Pyroxenerze, hauptsächlich mit Malakolith, dazu gewöhnlich ein mehr oder minder dunkler Amphibol, gelegentlich auch Granat und Epidot; aus diesen Magnesia-silikate führenden Erzen entwickeln sich die Magnesiaerze mit ihrem wohl meist sekundären Gehalt an Serpentin, Chlorit und Talk, wobei der Serpentin möglicherweise auch ein Umwandlungsprodukt von Olivin sein könnte; Manganskannerze haben einen ziemlich hohen Mangangehalt ohne bemerkenswerteren Reichtum an Carbonaten und bilden im übrigen den Übergang zu den silikatreicheren Mangankalkerzen.

Soweit von den mit den Skarnerzen auftretenden Granuliten und Hällflinten Untersuchungen vorliegen, sind diese natronreich. Verf. unterscheidet weiterhin

a) Amphibolitartige Gesteine: Plagioklas-Amphibolite, mit grüner Hornblende, Andesin oder seltener Oligoklas, manchmal Biotit, Quarz, Epidot und selten Granat. Diese Gesteine kommen immer nur in Wechsellagerung mit den Granuliten und Skarngesteinen vor. Quarzhornblendegesteine. Die Hornblende scheint etwas natronhaltig zu sein;

b) Skarngesteine, d. h. Kalk-Eisen-Magnesia-silikatfelse. Hornblendeskarn, ähnlich den vorigen, aber mit zurücktretenden farblosen Bestandteilen. Strahlsteinskarn. Pyroxenskarn und Pyroxen-Granatskarn. Biotitskölar (= Biotitskarn).

Endlich finden sich noch Kalksteine und Dolomite in sehr unregelmäßiger Verbreitung mit den Skarnerzen.

Feldspatpegmatite sind hier selten. Dagegen kommen grobkristalline Ausscheidungen von Pyroxen, Biotit, Kalkspat und von pyroxenführenden Oligoklasiten vor. Trappgänge sind in manchen Gebieten bekannt. Eine Probe von Nordmarken bezeichnet Verf. als einen Amphibolit, ähnlich dem Amphibolit und Amphibolskarn, welcher die Skarnerze der Gegend von Hjulsjö begleite. „Bei den Erzvorkommnissen der Skarnerzgruppe findet man nur sehr selten das Erzmaterial selbst in näherer Beziehung zum Quarzfeldspatgestein. Schlierige Mischgesteine zwischen Erz und Granulit kommen durchaus nicht vor; diese Gebilde sind hier in der Regel so scharf voneinander getrennt, daß die Vorstellung, das Erz sei eine sekundäre, dem Gestein ursprünglich fremde Bergart, zunächst wahrscheinlich erscheinen könnte. Der Zusammenhang zwischen Erz und Granulit ist hier nur sozusagen ein indirekter und wird durch die femischen Skarn- oder Amphibolitgesteine vermittelt.“ Dagegen findet eine „schlierige“ Wechsellagerung zwischen dem Skarnmaterial und dem umgebenden Granulit statt. „Bei den meisten Skarngesteinen, worin Hornblende die Hauptmasse ausmacht, besteht das Gestein aus einer schlierigen, aderigen oder breccienartigen Mischung von granulitischem Material und Hornblende.“

Granulite, Amphibolite, Skarn, Erz und Kalkstein sind nach Verf.'s Ansicht alle Differentiationsprodukte eines an Ab reichen, an An

vergleichsweise armen Magmas, aus welchem im einfachen Falle nur die Plagioklasamphibolite, bei Überschuß von „Erz- und Skarnsubstanzen“ auch Erz und Skarn abgeschieden worden seien. Der Vorgang wird verglichen mit der bekannten Abspaltung des Titaneisens und der Pyroxenfelde aus dem anorthositischen Magma.

Als Kalkerze werden solche bezeichnet, welche einen großen Carbonatgehalt im Erze selbst führen [und die, wie schon ein Teil der Skarnerze, an größere oder geringere Einlagerungen von Kalksteinen gebunden sind. Ref.] Sie lassen sich unterscheiden in solche mit großem (1—8, gewöhnlich 2—5%) und kleinem (unter 0,5—0,6%) Mangan Gehalt. In vielen dieser Erze spielen wiederum Skarnsilikate eine große Rolle, wie z. B. die Lagerstätte von Dannemora als Manganskarnerz bezeichnet wird. Die Mangan-kalkerze treten fast nur mit den eigentlichen Skarnerzen des vorigen Typus zusammen auf, sie sind besonders an die Verbreitung einer grauen Hällefinta und eines feinkörnigen, sehr glimmerreichen Granulits gebunden, der durch Zurücktreten des Feldspates in ein stauolith- oder granatführendes Quarzglimmergestein übergehen kann. Die begleitenden Skarnmineralien sind von den sonstigen Skarnbildungen durch das reichliche Auftreten von Biotit und Granat unterschieden, als Sköl wird ein granatreicher Biotitskarn bezeichnet. Die manganarmen Kalkerze dagegen sind hauptsächlich an die Verbreitungsgebiete der Pyroxen- und Amphibolskarnerze gebunden, jedoch nicht den Quarzfeldspatgesteinen, sondern mehr oder minder bedeutenden Kalksteinmassen eingelagert, die Verf. für die geologischen Vertreter der erzumhüllenden Skarne hält und die wie diese „linsenförmige Konzentrationen“ in den Granuliten darstellen sollen.

Für die magmatische Entstehung der Kalksteinlager, Erze, Skarne, Hällefinten und Granulite gibt JOHANSSON folgende Erklärung, die ähnlich auch für die übrigen Erztypen lautet: „Man hat sich als Voraussetzung zu denken, daß das ursprüngliche Material der Erzformation innerhalb gewisser Gebiete durch einen vielleicht an sich wenig bedeutenden Carbonatgehalt ausgezeichnet war; zufolge durchgreifender Differenzierungsprozesse wurden diese Carbonatsubstanzen in verschiedenen Magmazonen in der Form von Lösungen angesammelt, welche in sich eine größere oder geringere Quantität Erzsubstanzen, Skarnsilikate usw. aufnahmen. Innerhalb dieser Lösungen hat nachher eine Differenzierung stattgefunden, wobei das Erzmaterial in verschiedenen Lagern konzentriert und auf gleiche Weise die Skarnsilikate in der Form von Skarn und Skölarn angereichert wurden.“

[Ein ausführlicher Bericht über obigen Aufsatz JOHANSSON'S erschien wünschenswert, weil Verf. zu den besten Kennern der mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten zählt und weil seine genetische Auffassungsweise hauptsächlich in vielen Stücken neuartig ist. Soweit die Deutung der Apatiterze in Frage kommt, bedeutet JOHANSSON'S Auffassung wohl einen Fortschritt, denn die Umdeutung dieser „Eisenerzlager“, welche man früher für regionalmetamorphe Bildungen gehalten hat, hängt innig zusammen mit den Fortschritten in der Auffassung des Gneisgebirges. Dagegen be-

zweifle ich sehr, daß Verf.'s Erklärung der Skarne, der Skarnerze und der begleitenden Kalksteine und Dolomite, sowie wohl auch der Quarzerze als magmatische Ausscheidungen das Richtige getroffen hat und daß seine Anschauung über diese von vielen geteilt werden wird. Das lokale Vorkommen des Kalkspatpegmatits und der Kalke im Nephelinsyenit von Alnö und anderwärts kann nicht verglichen werden mit den schön gebänderten oder ausgezeichnet geschichteten Kalken etwa von Dannemora und Utö, die porphyrischen Hälleflinten von Dannemora werden aus guten Gründen auch weiterhin für Effusivgesteine gehalten werden. Die mineralogische und stoffliche Ähnlichkeit mancher Skarn- und Kalkerze mit solchen Lagerstätten, welche sich infolge der Reaktion von wahrscheinlich gasförmigen Aussonderungen eruptiver Magmen auf präexistierende Kalksteine bildeten, d. h. mit den sogen. Kontaktlagerstätten, ist eine auffallend große; anderseits wäre das Vorkommen des braunen und grünen Kalkeisengranats und des Strahlsteins als echte Ausscheidung aus Tiefenmagmen erst noch zu beweisen. Man wird für die petrographischen Verschiedenheiten des kristallinen Grundgebirges zwar in sehr weitem Umfange die Erklärung in Differentiationsprozessen suchen dürfen; JOHANSSON'S Deutung der mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten bedeutet aber eine gar zu weitgehende Verallgemeinerung ihrer Anwendung, für welche eine viel breitere kritische Unterlage hätte beigebracht werden müssen.]

Bergeat.

Hj. Sjögren: Till frågan om bildningen af det äldre urbergets järnmalmer. (Geol. För. i Stockh. Förh. 30. 1908. 115—155.)

Im Gegensatz zu JOHANSSON (vergl. Ref.) hält Verf. die mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten, denen er im Vergleich zu den lappländischen ein höheres Alter zuschreibt, für epigenetische Bildungen.

Der weitaus größte Teil des älteren kristallinen Gebirges von Schweden, d. h. die älteren Gneise, Eisengneise, die übrigen roten und grauen Gneise, der Granatgneis von Södermanland samt den meisten Granuliten, Hälleflinten und Porphyroiden ist, seien sie von infrakrustaler oder superkrustaler Bildung, für eruptiven Ursprungs zu halten; nur ganz spärliche, durch Einfaltung erhaltene Reste von Sedimentgesteinen sind in zerstreut auftretenden Quarziten, quarzitischen Glimmerschiefern und Kalksteinen gegeben, Konglomerate und Tonschiefer im älteren Urgebirge überhaupt kaum bekannt. Die Eisenerzlager der älteren kristallinen Schiefer sind ganz allgemein an die sogen. Granulite gebunden, die man besonders nach dem Vorgange TÖRNEBOHM'S bis in die neuere Zeit für superkrustale Bildungen eines ganz bestimmten geologischen Niveaus gehalten hat, wie dies jetzt noch seitens HOLMQUIST'S geschieht. Ihre chemische Übereinstimmung mit gewissen, besonders den natronreicheren granitischen Magmen, ist von JOHANSSON hervorgehoben worden, der sie für injizierte Tiefengesteine erklärt, die ihre besondere Struktur mechanischen Einwirkungen während der Erstarrung verdanken. SJÖGREN gibt eine mehrfache Ähn-

lichkeit zwischen diesen schwedischen Granuliten und den Gesteinen des sächsischen Granulitgebirges zu, deren Differentiationserscheinungen, Fluidal- und Protoklasstruktur auch jenen nicht ganz fremd seien. Auch er betont einen territoriellen engen Zusammenhang zwischen den Granuliten und den Graniten der mittelschwedischen Erzdistrikte, der übrigens in Norrbotten allerdings mit dem Unterschiede wiederkehrt, daß dort sowohl die, nach Verf. jüngeren, Granite oft in Syenit und Syenitporphyre übergehen, als auch unter den Granuliten syenitische Typen verbreitet sind. Dieses Nebeneinandervorkommen braucht aber nach Verf. nicht notwendigerweise durch die Annahme eines gemeinschaftlichen Ursprungs und gleichen Alters erklärt zu werden; vielmehr könnte man annehmen, daß in den Granuliten das Material sehr verschiedenartige Gesteine, sowohl intrusiver wie effusiver Entstehung, chemische und mechanische Sedimente enthalten wären und daß die Struktur durch einen „Granulitisierungsprozeß“, eine Art von Metamorphose, bewirkt worden sei. Es gäbe demnach keine „Granulitserie“ und keine „Granulitformation“, sondern nur ein „Granulitisierungsphänomen“. JOHANSSON'S Anschauung von der magmatischen Entstehung z. B. der quarzitischen Glimmerschiefer und der reinen Kalksteine sei kaum annehmbar, die Lakkolithennatur der weithingestreckten Granulitmassen Mittelschwedens gleichfalls unwahrscheinlich. Jenes Auftreten der Granulite in langgezogenen Zonen ist so charakteristisch, daß man darin bekanntlich oft einen Beweis ihrer Sedimentnatur erblickt hat. Ebenso kennzeichnend ist die Fähigkeit eines „granulitischen“ Gesteins, in Gesteinstypen von anderer Struktur, wie Gneise, Gneisgranite, Granite, Porphyre und Porphyrite, Glimmerschiefer und Quarzitschiefer, Hälleflinten, Diorite und Amphibolite Übergänge zu bilden. „Mit einem Wort, so gut wie alle die ungleichen Gesteine, welche das ältere Urgebirge zusammensetzen, können mit granulitischer Strukturfazies auftreten.“ Die „Granulitisierung“ kann unmöglich als eine Folge der gewöhnlichen Regionalmetamorphose betrachtet werden, denn sie beschränkt sich auf schmale, oft gewundene Zonen innerhalb nicht granulitiserten Gebirges. Sie besteht auch nicht in einer Kataklyse, sondern in einer vollständigen Umkristallisation. Ferner erinnert Verf. daran, daß sie eine ständige Begleiterscheinung der Erzführung ist, auch wenn letztere in Gneis auftritt. Die Erze sind dann von einer beiderseits oft nur wenige Meter mächtigen Zone feinkörnigeren, dem Gneis stofflich vollständig ähnlichen Gesteines umgeben. Als „Versuchshypothese“ möchte STÖGREN folgende Erklärung geben: „Das Granulitisierungsphänomen in Mittelschweden beruht auf einer Umkristallisation, welche mindestens in einem Teil der Fälle unter dem Einfluß magmatischen Wassers oder anderer Mineralisatoren vor sich ging und im Zusammenhang sowohl mit den Granitintrusionen als auch mit den erzbildenden Prozessen stand.“ Granulitisierung und Granitintrusion sind höchst wahrscheinlich nicht gleichzeitige Erscheinungen, sondern nur „die Wirkungen einer gemeinschaftlichen Ursache, d. h. ungleichzeitige Phasen der eruptiven Reaktion gegen gewisse Stellen des Erdkörpers.“

Bei einer Kritik der Temperaturzonen JOHANSSON's hebt Verf. besonders hervor, daß JOHANSSON vollständig den Einfluß der Dynamometamorphose auf die Herausbildung des Mineralbestandes der Erzlager übergangen habe. Ihr möchte SJÖGREN eine größere Bedeutung zuschreiben und geradezu annehmen, daß sie zur Konzentration eines durch das Gestein verteilten Metallgehaltes führen könne, wie z. B. in den Fahlbändern. Die Anwesenheit von Wasser in dem Magma und seinen Einfluß auf den Beginn der Erstarrung des letzteren habe JOHANSSON vernachlässigt und darum auch der besonders kräftigen Wirkung des magmatischen Wassers und der magmatischen wässerigen Lösungen, die nach Verf. eine ganz besondere Bedeutung für die Entstehung der Eisenerzlager gehabt haben, übersehen. Das von JOHANSSON gegebene Schema stelle nur einen sehr begrenzten Spezialfall unter den zahlreichen in der Natur für die Bildung und Stabilität der Mineralien in Betracht kommenden Verhältnisse dar und sei gerade auf die schwedischen Eisenerzlagerstätten nicht anwendbar.

Nach JOHANSSON's Schema liegen für Chromit und Titaneisen die Schmelzpunkte so hoch, daß man ihre Ausscheidung aus den bei hoher Temperatur erstarrenden Peridotit- und Gabbromagmen wohl verstehen könne. Der Schmelzpunkt des Eisenglanzes (1300°) und des Magnetits (1260° nach BRUN) sei aber viel zu hoch, als daß diese Mineralien in den derben Konzentrationen neben dem bei viel niedrigerer Temperatur erstarrenden Granit als magmatisches Differentiationsprodukt sich hätten ausscheiden können. Dieselben Bedenken macht Verf. gegen die magmatische Ausscheidung der Skarnmassen aus dem Granitmagma geltend, weil der Schmelzpunkt des Pyroxens und des Amphibols im Vergleich zur Erstarrungstemperatur des Quarzfeldspatgemisches zu hoch läge. Er kommt zu dem Schlusse, daß die Erze und ihre Begleitmineralien nur aus wässerigen Lösungen kristallisiert sein könnten und epigenetisch seien. Solche Lösungen seien „magmatische, wässrige Schmelzen, die auf der einen Seite in gewöhnliche Lösungen, auf der anderen in magmatische Aussonderungen übergehen können“. Diese zunächst hauptsächlich für die „Quarzerze“ entwickelte Anschauung überträgt Verf. auch auf die übrigen von JOHANSSON unterschiedenen Typen. Schon in einem früheren Vortrag (Geol. Fören. Förh. 28. 1906. 314—344) hatte SJÖGREN, damals besonders für die Kalk- und Skarnerze, eine epigenetische Entstehung zu beweisen versucht; seine damaligen Erörterungen erinnern sehr an die Erklärung, welche VAN HISE u. a. von den übrigens recht andersartigen Eisenerzlagerstätten des Lake Superior-Gebietes gegeben hat. Er hält auch hier daran fest, daß tektonische Ursachen, wie z. B. die Kontaktebenen zwischen verschiedenartigen Gesteinen, bei der epigenetischen Konzentration der Erze eine Rolle gespielt haben könnten.

Der Vorgang des Erzabsatzes bedingte eine metasomatische Verdrängung des Nebengesteins; je nach der Natur desselben werden sich auch die Erzbegleiter unterscheiden. Die Lösungen könnten bald mehr dem Magma ähnlich gewesen sein und der Erzabsatz aus solchen „Wasser-

schmelzen“ könnte dann wohl, wie vielleicht bei den Apatiterzen, einige Ähnlichkeit mit einer magmatischen Differentiation gehabt haben, oder sie seien mehr verdünnt gewesen und hätten sich dann auf Spältchen ausgebreitet und das Nebengestein verdrängt, dessen Struktur dann die Erze angenommen hätten.

In seinem oben zitierten Vortrage hatte Verf., ganz im Sinne von HISE's, der von oben her nach der Tiefe gerichteten Konzentration der Erze eine große Bedeutung zugeschrieben. Von dieser Auffassung, die für die Abschätzung der schwedischen Eisenerzvorräte von Wichtigkeit gewesen wäre, ist in dem vorliegenden Aufsätze nicht mehr die Rede.

Bergeat.

H. JOHANSSON: Till frågan om järnmalmernas bildnings-sätt. (Geol. Fören. i Stockh. Förh. 30. 1908. 232—255.)

Der Aufsatz wendet sich gegen die Kritik, welche SJÖGREN (ebenda p. 115—155) an Verf.'s Auffassung der mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten als magmatische Ausscheidungen (Förh. 1906. 516—538. 1907. 143—186, 285—300) geübt hatte. SJÖGREN's Einwürfe hatten teilweise dem Schema der Temperaturzonen gegolten; er hatte u. a. bemerkt, daß JOHANSSON der Dynamometamorphose zu wenig Beachtung geschenkt habe, daß die von ihm für die Kristallisation der Eisenerze angesetzten Temperaturen zu hoch seien und daß er auf gewisse, die Kristallisationspunkte verschiebende Faktoren, wie Druck, Lösungsgegenossen, Gehalt an Wasser und Kristallisatoren keine Rücksicht genommen habe. JOHANSSON bestreitet einen größeren Einfluß des Druckes auf die Existenz- und Bildungsmöglichkeit der Silikate, indem er die BECKE-GRUBENMANN'sche Betrachtung der kristallinen Schiefer einer beiläufigen Kritik unterzieht. Weitere Bemerkungen gelten der Festlegung unterer Temperaturgrenzen durch den Kristallisationspunkt der Feldspatmischkristalle oder des Umwandlungspunktes enantiotroper Kristalle. Bezüglich ersterer verweist Verf. auf seine früher ausgesprochene Anschauung (Förh. 27. 1905. 343), daß in einem quarzfreien syenitischen Magma dem letzten Erstarrungsrest nicht ein Eutektikum von Alkalifeldspat + Augit (bezw. Hornblende) entspreche, sondern eine mehr oder minder reine Natronorthoklaslösung. SJÖGREN's Annahme der wässrigen Lösungen, aus denen Erze und Silikate auskristallisiert sein sollen, weist er damit zurück, daß diese bei niedriger Temperatur in Wasser überhaupt nicht merklich löslich seien, im überkritischen Zustande aber das Wasser (nach ROOZEBOOM) vielleicht erst bei hohem Druck und in der Nähe des Schmelzpunktes des Minerals mit diesem wieder konzentrierte Lösungen bilden könne.

Dem Einwurf, daß doch ein großer Teil der von ihm als magmatische Ausscheidungen aufgefaßte Mineralien und Gesteine als solche recht ungewöhnliche oder unbekannte Erscheinungen seien, tritt Verf. mit dem Hinweis auf die an sich schon so eigentümliche chemische Natur der trotz-

dem zweifellos granitischen Natrongranulite und der sie begleitenden extremen Aplitbildungen entgegen; die Kalksteine, Dolomite, Quarzbiotit- und Quarzmoscovitschiefer seien eben gleichfalls extreme Differentiationsprodukte.

Bergeat.

Hj. Sjögren: Om järnmalmerna i granit på Lofoten och om parallelstrukturen hos de randiga torrstenarna. (Geol. För. i Stockh. Förh. 30. 1908. 352—385.)

Die gebänderte Struktur der mehr oder weniger quarzreichen, meist eisenglanz-, oft aber auch magnetitführenden sog. Torrstenar hatte von jeher als Beweis für die sedimentäre Natur besonders dieses Typus unter den schwedischen Eisenerzen gegolten. SJÖGREN erklärte diese Bänderung in einer seiner späteren Arbeiten über die schwedischen Eisenerze (Transact. Am. Inst. Min. Eng. 1907) durch metasomatische Verdrängung des Gesteins durch eisenhaltige Lösungen, JOHANSSON als eine primäre Parallelstruktur magmatischer Aussonderungen (vergl. Ref.). In vorliegender Arbeit beschreibt Verf. gebänderte Eisenerze, die an Granite gebunden sind.

Die Inselgruppen Lofoten und Vesteraalen bestehen hauptsächlich aus Granit und Gneis, daneben treten noch die durch VOGT und HELLAND bekannt gewordenen, später von KOLDERUP bestimmten und beschriebenen basischeren Gesteine wie Gabbro, Olivingabbro, Norit, Labradorit, Diorit, Monzonit, Banatit, Diabas und Diabasporphyr, sowie kristalline Schiefer auf. Der Lofotengranit ist ein rötliches Gestein, vergleichsweise basisch und teilweise hornblendereich. Die Struktur ist sehr oft schieferig, flaserig, manchmal gneisartig. Sein Alter ist wahrscheinlich archaisch, während jene basischen Tiefengesteine vielleicht silurischen Alters sind. In letzteren finden sich titanhaltige Eisenerzausscheidungen.

Im Lofotengranit sind Eisenerze so häufig, daß sie geradezu charakteristisch für ihn sind. Verf. bespricht einige besondere Typen. Am Ögsfjord herrscht ein mittel- bis grobkörniger, mehr oder minder flaseriger Granit mit amphibolitischen Ausscheidungen; stellenweise ist das Gestein granulitisch (im Sinne der schwedischen Geologen), Kalkstein findet sich in zerstreuten Blöcken. Das Eisenerz besteht aus Eisenglanz und etwas Magnetit und bildet durch Quarzeinlagerungen ziemlich grob gebänderte, gangartig im Granit auftretende Massen; bis in einige Dezimeter Abstand von ihr hat der Granit ein feinkörniges Gefüge. Das Erz wird begleitet von Amphibol, Epidot, Granat (z. T. gelber Mangangranat), Eisenkiesel, Chlorit und hier und da von hellrotem Rhodonit; bei einem durchschnittlichen Eisengehalt von etwa 30% enthält das Erz ungefähr 5% Mangan. Die streichende Erstreckung der Erzeinlagerungen beträgt bis zu mehreren hundert Meter, die Mächtigkeit bis zu 50 m. Die ausgezeichnete Bänderung kann an Schichtung erinnern; desgleichen fehlt nicht die schieferige Absonderung und stellenweise eine an Faltung erinnernde Biegung. Die Analyse eines Erzes von Ögsfjord ergab: SiO_2 14,16, FeO 0,27, Fe_2O_3

65,74, Al_2O_3 1,51, MnO 8,93, CaO 6,25, MgO 1,59, P_2O_5 0,96, TiO_2 0,04, S 0,022, Summa 99,47. Das Vorkommen, welches als gebändertes Quarzerz bezeichnet wird, ist für die Lofoten ungewöhnlich.

Am Fiskefjord ist die bedeutendste in dem gleichfalls mittel- bis grobkörnigen, flaserig-parallelstruierten Granit auftretende Lagerstätte bis zu 25 m mächtig. Die Bänderung, wiederum verursacht durch den Wechsel von Quarz- und Magnetitlagen, ist ungleichmäßig; das Erz im ganzen vom Nebengestein scharf geschieden. Letzteres wird in der Nähe der Lagerstätte quarzreicher und feinkörniger, grau. Die Flaserung des Gesteins ist im großen parallel der Bänderung des Erzes. Das ganze Vorkommen besteht aus einer Anzahl staffelförmig hintereinander liegender solcher Lagerstätten im Granit. Ihre Begrenzung ist eine „stockförmige“. Eine Erzprobe mit einem Eisengehalt von 45,54 % und mit 30,05 SiO_2 enthielt nur 2,41 Al_2O_3 , 2,13 CaO , 1,62 MgO und 0,17 MnO , dazu geringe Gehalte von P_2O_5 , TiO_2 und S .

Auf Bjarkö ist das Muttergestein ein fast quarzfreier Biotit-Hornblendesyenit. Auch hier wird es gegen die Lagerstätte hin wiederum granulitisch, gewöhnlich etwas streifig und mitunter auch durch einen Glimmergehalt etwas schieferig. Die Parallelstruktur dieses „Granulits“ ist ziemlich konform mit dem Kontakt gegen das Erz, aber manchmal schief zur Flaserung des Granits gerichtet. Der Granulit wird als ein Umwandlungsprodukt des Granits betrachtet; mitunter ist er so mit Skarnmineralien vermischt, daß ein Übergang zwischen Granulit und Skarn besteht. Letzteren bilden Pyroxen und Amphibol in dichter Verwachsung, dazu Granat und aus Epidot, Chlorit und Talk bestehende Umwandlungsprodukte. Er umschließt größere und kleinere Massen von Magnetit. Granit und „Granulit“ werden von Gängen von Granit und Aplit durchsetzt. Die Erzlagerstätten bilden größere oder kleinere stockförmige Massen, ohne gegenseitigen Zusammenhang und mit kurzer streichender Ausdehnung. Nach Verf. entsprechen sie durchaus den „Skarnerzen“ Mittelschwedens, von denen sie sich im wesentlichen nur darin unterscheiden, daß der Granulit nur auf ihre nächste Umgebung beschränkt ist. Sie sind nicht gebändert. Eine Erzanalyse ergab SiO_2 8,51, Fe_2O_3 52,54, FeO 21,64, MnO 0,72, Al_2O_3 2,21, CaO 2,44, MgO 10,43, P_2O_5 0,009, S 0,031, Cu 0,005, CO_2 0,99 TiO_2 0,16.

Verf. betont die auffälligen Analogien, welche nach seiner Ansicht zwischen den näher beschriebenen Lofotenerzen und den gebänderten Quarzernen (torrstenar) und den Skarnerzen Mittelschwedens beständen. VOGT hatte (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907. 86.) die Eisenerze der Lofoten für magmatische Ausscheidungen aus dem Granit gehalten und sie mit den Titaneisenerzausscheidungen im Gabbro und der magmatischen Ausscheidung des Chromits im Peridotit verglichen. SJÖGREN erklärt sie als epigenetische Bildungen; das Material der Lagerstätten sei zwar auch durch eine Art magmatischer Spaltung aus dem Granit ausgesondert worden, aber nicht in situ erstarrt, sondern mit Hilfe von Wasser und anderen Mineralisatoren in einem späteren Stadium der Injektion nach oben

gebracht worden. Solche Lagerstätten möchte Verf. als „diamagmatische“ bezeichnen. (Vergl. das Ref. über SJÖGREN's Aufsatz „Till frågan om bildningen af det äldre urbergets järnmalmer“, p. -418-.) **Bergeat.**

The iron ore resources of the world. Edited by the general secretary of the XI. international geological Congress. 1910. Stockholm. 2 Vols. 22 Taf. 142 Fig. und Atlas mit 43 Karten.

Denckmann, A.: Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. (Ber. Niederrhein. geol. Ver. 1909. 93—96.)

Högbom, A. G.: The Gellivare Iron Mountain. A guide for excursions. (Geol. För. i Stockholm Förh. 32. 1910. 561—600. Taf. 18—28.)

Lundbohm, Hj.: Sketch of the geology of the Kiruna district. Guide des excursions en Suède. 1910. 38 p. 2 Taf.

Johansson, H.: Die eisenführende Formation in der Gegend von Grängesberg. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 32. 1910. 239—410. Taf. 6—13.)

— The Flogberget iron mines. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 32. 1910. 411—424. Taf. 14.)

Redlich, K. A.: Zwei Limonitlagerstätten als Glieder der Sideritreihe in den Ostalpen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. 258—260.)

Burchard, E. F., Ch. Butts and E. Eckel: Iron ores, fuels and fluxes in the Birmingham District, Alabama. (U. S. Geol. Survey. Bull. 400. 1910. 204 p. 19 Fig. 17 Taf.)

Vogt, J. H. L.: Über Rödsand-Titaneisenlagerstätten in Norwegen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. 59—67. 3 Fig.)

Schöppe, W.: Über kontaktmetamorphe Eisen-Mangan-Lagerstätten am Aranyos-Flusse, Siebenbürgen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. 309—340. 3 Fig. Taf. I.)

Vierschilling, A.: Die Eisen- und Manganzlagerstätten im Hunsrück und im Soonwald. Dissert. Techn. Hochschule. Aachen 1910. 43 p. 1 Karte.

Harder, E. C.: Manganese Deposits of the United States with sections on foreign deposits, chemistry, and Nöes. (U. S. Geol. Survey. Bull. 427. 298 p. 2 pls. 33 Fig. 1910.)

Katzer, F.: Die Eisenerzlagerstätten Bosniens und der Herzegowina. (Ergänzter Sonderabdruck aus Berg- u. Hüttenm. Jahrb. d. k. k. montanist. Hochschulen zu Leoben u. Příbram. 58. 343 p. 1 Karte. 52 Abbild. Wien 1910.)

Tietze, E.: Österreichs Eisenerz-Inventur. (Verh. geol. Reichsanst. Wien 1910. 205—213.)

Lindemann, E. and G. C. Mackenzie: Iron Ore Deposits of the Bristol Mine, Pontiac County, Quebec. (Canada, Dep. of Mines, Mines branch. Bull. 2. 15 p. II pls. 2 Fig. Ottawa 1910.)

- Lindemann, E.: Iron Ore Deposits of Vancouver and Texada Islands, British Columbia. (Canada Dep. of Mines, Mines branch. 29 p. 5 Maps. Ottawa 1910.)
- Camsell, Ch.: The Geology, and Ore Deposits of Hedley Mining District, British Columbia. (Canada, Dep. of Mines, Geol. Survey branch. Mem. 2. 218 p. XX pls. 8 Fig. 4 Maps. Ottawa 1910.)

Kieslager.

- Canaval, R.: Altersverschiedenheiten bei Mineralien der Kieslager. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. 181—209.)

Salzlager.

- Rogers, A. F.: Anhydrite and associated minerals from the salt mines of central Kansas. (Amer. Journ. of Sc. 29. 1910. 258—261.)
- Hoehne, E.: Salzquellen und Salzmoore in der Asse und am Haaseberge. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 260—261.)
- Lachmann, R.: Über autoplastische (nichttektonische) Formelemente im Bau der Salzlagerstätten Norddeutschlands. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 113—116.)
- Naumann, E.: Basaltvorkommen im Salzlager des Schachtes der Gewerkschaft Heldburg. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 343—344.)
- Lachmann, R.: Die Natur des EVERDING'schen deszendentes Hauptsalzkonglomerates. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 318—321.)
- Boeke, H. E.: Über die Borate der Kalisalzlagerstätten. (Centralbl. f. Min. etc. 1910. 531—540. 1 Fig.)

Geologische Karten.

F. Mühlberg: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau 1:25 000. (Geol. Karte der Schweiz, herausgeg. v. d. Geol. Komm. d. Schweiz. Naturf. Ges. auf Kosten der Eidgenossenschaft. No. 8. 94 p. Aarau 1908.)

Die Karte umfaßt die Blätter 150 „Aarau“, 151 „Rapperswil“, 152 „Schönenwerd“ und 153 „Gränichen“ des Siegfriedatlas. Sie ist mit 7 Farbplatten gedruckt und, wie man es bei den Karten des verdienten Autors gewohnt, ins feinste Detail ausgearbeitet, wobei auch die jüngsten Bildungen eingehend berücksichtigt sind.

Ein Überblick über die Stratigraphie des Gebietes möge in der vom Verf. gewählten Reihenfolge vom Jüngsten zum Ältesten erfolgen, obwohl

wir diese Abweichung vom gebräuchlichen Schema nicht billigen. Denn man verfolgt, indem man die Stratigraphie vom Ältesten zum Jüngsten durchgeht, gleichzeitig die Entwicklungsgeschichte des Gebietes. Die gebräuchliche Anordnung ist insofern vorzuziehen.

Im Alluvium sind künstliche Auffüllungen, tiefste Talsohle, Schuttkegel der Seitenbäche, Tuff, Trümmerhalde (Gehängeschutt), Bergrutsch, verschleppte und abgestürzte Blöcke und endlich verschwemmter Löß und Lehm unterschieden.

Die jüngsten Diluvialbildungen sind die Niederterrassenschotter, deren Oberkante 28—64 m über dem heutigen Flußniveau liegt und die eine 1,5 m dicke Verwitterungsrinde besitzen. In ihr finden sich noch jüngere Erosionsterrassen. Die „Schneehaldenmoräne“ ist eine Schuttanhäufung, deren Entstehung nicht bei der gegenwärtigen Geländegestaltung stattgefunden haben kann. Die Moränen der letzten Eiszeit kommen als Wallmoränen bei Sion vor. Sie gehören dem Gebiet des Reußgletschers an. Es folgen Lehm und Löß. Als „Moränen der größten Vergletscherung“ sind alle Moränen des Gebietes bezeichnet, die sich außerhalb und oberhalb des Gebietes der End- und Seitenmoränen der letzten Vergletscherung befinden. Dahin gehören u. a. die hochgelegenen Grundmoränen westlich „Oberer Sennhof“ usw. Diese Moränen sind stärker verwittert als die der letzten Vereisung. Man beobachtet in ihnen wallisisches und westjurassisches Material. Schotter dieser „größten Vergletscherung“ liegen höher als Nieder- und Hochterrasse und teils tiefer, teils höher als die Deckenschotter. Das Material der Hochterrassenschotter ist durchweg zentralalpin, nicht wallisisch. Den Deckenschotter stellt MÜHLBERG ins Pliocän. Er kommt nur an zwei Stellen im Gebiet vor. Ob es älterer oder jüngerer ist, läßt sich nicht unterscheiden.

Im Tertiär gibt es zwei verschiedene Fazies. Im Tafeljura, im Nordwesten der Karte, findet sich die „rauracische“: Wechsellagerungen von Helicitenmergel mit Süßwasserkalk und Juranagelfluh (Obermiocän) und marine Konglomerate und Sandsteine (Mittelmiocän). In Mulden des Kettenjuras und im Molasseland findet sich die „helvetische“ Fazies des Tertiärs: obermiocäne (tortonische) Süßwassermolasse (obere), stellenweise mit Süßwasserkalk, mittel- und untermiocäne „bunte Nagelfluh“ und Meeresmolasse, oberoligocäne (aquitanische) Süßwassermolasse (untere). Obereocäne Bohnerztonen haben Paläotherien, *Anoplotherium commune*, *Plagiolophus* und *Amphicyon* geliefert.

Die Schilderung des Jura leitet Verf. mit einer sehr dankenswerten historischen Übersicht über die Stufennamen ein. Die jüngsten Juraschichten des Kartengebietes sind die Wettinger Schichten (oberes Kimmeridge). Es folgen abwärts die Badener Schichten (unteres Kimmeridge), Wengener-, *Crenularis*- und Geißbergsschichten (Sequan), Effinger und Birmensdorfer Schichten (Aargaustufe), die wenig mächtigen *Lamberti-Cordatus*-Schichten, das Kelloway und hierauf der Dogger, dessen genauere Gliederung von MAX MÜHLBERG stammt. (Die Wiedergabe derselben würde hier zu viel Raum einnehmen.) Die tiefsten Formationen sind Lias,

Keuper und Muschelkalk bis herunter zum Gips und Anhydrit des mittleren Muschelkalks.

Die tektonischen Elemente des Kartengebietes sind ein Stückchen Tafeljura, der Kettenjura und das Molasseländ. Der südlichste Teil des Tafeljura wird von Verwerfungen durchzogen. Der Nordrand des Kettenjura ist über den Südrand des Tafeljura hinübergeschoben. Die Falten des Kettenjura streichen im Westen WSW.—ONO., im Osten W.—O. Ihre Südschenkel sind meist über die Nordschenkel vorgeschoben. Im Westen und Norden sind die Ketten höher aufgebaut als im Osten und Süden. Die südlichsten Berge im Kettenjura sind Gewölbe, die des mittleren Teils Oberkanten der Südschenkel der jüngeren Sedimente der Gewölbe, die etwas nördlicher gelegenen Berge sind erhaltengebliebene Muldenkerne, dann Gewölbe der ältesten Formationen und endlich Oberkanten von Muschelkalkschollen. Die Längstäler sind im Süden und Osten tektonische Mulden, im mittleren Teil Comben am Fuß des Muschelkalkes im Südschenkel der Antiklinalen, im Norden tektonische Mulden zwischen Muschelkalkantiklinalen oder Comben zwischen isoklinal nach Süden fallenden Muschelkalkschollen.

Die Molasse fällt schwach südlich. Ihre Neigung nimmt mit der Annäherung an den Kettenjura zu. Vor der Molassetransgression haben nur flache Hebungen und Senkungen, aber keine Aufrichtungen stattgefunden.

Die diluvialen Bildungen sind im wesentlichen die gleichen wie auf der anstoßenden Karte des unteren Aare-, Reuß- und Limattales desselben Verf.'s [vergl. dies. Jahrb. 1909. I. -434-].

Der Hydrographie ist besondere Aufmerksamkeit gewidmet, und es sind auf der Karte 800 gefaßte und 621 nicht gefaßte Quellen verzeichnet worden.

Otto Wilckens.

E. Blumer: Einige Notizen zum geologischen Dufourblatt IX in der Gegend des Weißtannentals (Kt. St. Gallen). (Ecl. geol. Helv. 10. 211—213.)

Verf. hat im Weißtannental, südlich von Mels, einige Beobachtungen gemacht, die zur Korrektur des vielfach ungenauen Blattes IX der geologischen Karte 1:100000 der Schweiz dienen. Solcher Korrekturen und Ergänzungen führt Verf. etwa ein Dutzend auf. Die Gesteine des Gebietes sind Verrucano, Melser Sandstein, Röthidolomit und Quartenschiefer. Hervorzuheben sind folgende Ergebnisse: Die Mächtigkeit des Verrucanos von etwa 500 m ist normal; sie beruht nicht auf Verdoppelung. Fossilien, auch mikroskopische, fehlen all den genannten Gesteinen. Alle Glieder der Schichtfolge sind durch Übergänge miteinander verbunden, außer wo sich zwischen Melser Sandstein und Röthidolomit eine Rauhwanke mit Sericitschieferbrocken einschaltet. Der Gamidauergrat bei Mels trägt eine Bedeckung von Röthidolomit und Quartenschiefer. Otto Wilckens.

- K. Preuß. Geol. Landesanstalt. Lieferung 154 (umfassend die Blätter Lohne, Baccum, Plantlünne).
- Lugeon, M.: Carte géologique des Hautes-Alpes Calcaires entre la Lizorne et la Kander. 1 : 50 000. (Matériaux p. l. carte géol. de la Suisse. N. S. Livr. XXX. Carte spéciale No. 60.)
- Telegdi-Roth, L. v. und J. Halavats: Geologische Aufnahmen der K. Ung. geologischen Anstalt. Blatt Szászsebes. Zone 22. Kol. XXIX. 1 : 75 000.
- Schafarzik, Fr.: Übersichtskarte der auf dem Gebiet der Länder der Ungarischen Krone vorkommenden wichtigeren Dekorations- und Baugesteine. 2 Bl. 1 : 900 000.

Topographische Geologie.

E. Harbort: Beiträge zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsbildungen in Braunschweig und Nordhannover. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1909. 61. Monatsber. 381—391. Mit 2 Textfig.)

v. STROMBECK hat schon 1851 darauf hingewiesen, daß in der Ein-senkung zwischen Asse und Haseberg im subhercynischen Hügellande die subhercynische Braunkohlenformation verschiedene Stufen von Trias, Jura und Kreide überdeckt und sich also nach der Heraushebung dieser Schichten ablagerte. „Die Hebung jener Höhenzüge fand daher aller Wahrscheinlichkeit nach vor Ablagerung der Braunkohle statt.“ Diese Beobachtung v. STROMBECK's bestätigt Verf. in weitem Umfang.

Auf dem Nordostflügel des Helmstedter Braunkohlenbeckens liegt das Tertiär an den Rändern der Mulde von Norden nach Süden nacheinander in geringer Entfernung auf mittlerem Keuper, Rät und verschiedenen Stufen des Lias. Auch auf dem südlichen Teile des Helmstedter Beckens erscheint es auf den verschiedensten Stufen der Trias und des Jura, die überdies gelegentlich an Verwerfungen gegeneinander abstoßen, welche unter dem Braunkohlengebirge sich fortzusetzen scheinen. Vor Ablagerung der Braunkohlenformation muß also die Aufbiegung der Muldenränder und die Abtragung der mesozoischen Schichten erfolgt sein, und die erste Heraushebung des Elm und des Lappwaldes, die das Helmstedter Braunkohlenbecken umsäumen, ist in die Zeit vor Ablagerung der Braunkohlenformation zu verlegen. Die subhercynische Braunkohlenformation ist bekanntlich älter als das marine Unteroligocän; an ihrer Basis werden bei Helmstedt blutrote, sehr fette, 1,5—2 m mächtige Tone bergmännisch gewonnen, die ein geschätztes Färbmaterial für die Keramik liefern.

Eine zweite Emporwölbung und Heraushebung der das Braunkohlenbecken begleitenden Gebirgszüge ist in post oligocäner Zeit erfolgt, wie z. B. am Dorm (siehe das nächste Referat) nachweisbar ist. Von dieser zweiten Faltung sind außer den unteroligocänen Grünsanden gewisse limnische

Tertiärbildungen noch betroffen, die im Hangenden der Grünsande auftreten und vom Verf. zum Miocän gestellt werden.

An der unteren Oker ist in der Gegend von Ditterse etc. durch die Bohrungen der Gewerkschaft „Hannover“ ein $1\frac{1}{2}$ km breiter und mindestens 2,5 km langer „Horst“ von Zechsteinsalz festgestellt worden, der von Senon diskordant überdeckt, von unterer Kreide (Wealden bis Gault) flankiert wird; dabei ist die untere Kreide teilweise steil aufgerichtet und trägt weithin eine dünne Decke von Senon. Die Emporpressung des Zechsteinhorstes muß also vor Ablagerung des Senons und nach Ablagerung des Gault geschehen sein.

Auch beim Abteufen des Schachtes „Aller-Nordstern“ bei Gr.-Häuslingen an der unteren Aller konnte die transgredierende Lagerung des Senons über Zechsteingebirge einwandfrei nachgewiesen werden, und hier liegt an der Basis der Senonmergel eine 1—2 dm mächtige Schicht phosphoritischer Eisenerze, die dem Trümmererz von Gr. Ilse-Deine durchaus ähnlich sind. Auch hier ist demnach die Emporhebung des Zechsteinhorstes zu vorseiner Zeit erfolgt. Da andererseits Turon und Cenoman, konkordant bedeckt von senonen Schichten, in der Lüneburger Heide an zahlreichen Punkten bekannt geworden sind, so ist wohl anzunehmen, daß die Dislokationen ihrem Alter nach zwischen die Turon- und Senonzeit, also etwa in die Zeit des Emscher, zu verlegen sind. Stille.

E. Harbort: Exkursion zum Dorm bei Königslutter. (3. Jahresber. d. Nieders. geol. Ver. Hannover 1910. II—XII. Mit 1 Taf. und 1 Textfig.)

Das Helmstedter Tertiärbecken füllt die Senke zwischen den südost— nordwestlich gerichteten Höhenzügen des Elm und des Lappwaldes aus. Wie ein „Dorn“ ragt aus dem Tertiärbecken der kleine Gebirgszug des Dorm auf. Zwei Hauptdislokationsperioden sind unterscheidbar (siehe vorstehendes Referat), eine ältere, welche zwischen der Ablagerung des unteren Senons und der Braunkohlenformation erfolgte, und eine jüngere, die jungtertiären Alters ist. Während der älteren Phase wurden die herzynischen Sättel so weit emporgehoben und gefaltet, daß eine tiefgreifende Denudation stattfinden konnte, so daß sich die Braunkohlenformation dann auf die Gesteine verschiedensten Alters (Zechstein bis obere Kreide, Zechstein z. B. am Nordfuß des Dorm, obere Kreide bei Lauingen) auflegen mußte. Bei der jüngeren Phase wurden insbesondere die Sättel des Dorm und Barneberger Höhenzuges durch die Decke der Tertiärsedimente, die über ihnen zur Ablagerung gekommen war, herausgehoben. Das beweisen einerseits die Störungen, mit denen der Dormsattel randlich an jungtertiäre Schichten angrenzt, andererseits die eingesunkenen Schollen von Tertiär auf ihm und dem Barneberger Höhenzuge. Mehrfach sind die Tertiärschichten an den Randverwerfungen steil aufgerichtet. Das Abschneiden der verschiedenen Stufen der Trias an dem angrenzenden Tertiär kommt in den orographischen Verhältnissen gut zum Ausdruck.

Der höchste Kamm des Dorm wird entsprechend dem sattelförmigen Aufbau von den ältesten an seinem Aufbau beteiligten Formationsgliedern, dem unteren und mittleren Buntsandstein, gebildet, die von den jüngeren Schichten auf beiden Seiten überdeckt werden. Drei Rogensteinhorizonte treten im unteren Buntsandstein auf, und zwar bildet die oberste, die sich mauerartig im Terrain abhebt, die Grenze gegen den mittleren Buntsandstein.

Am Nordwestrande des Helmstedter Tertiärbeckens wurden Aufschlüsse bei Barmke besucht, wo hellgraue und blaue, fette Tone die subhercynische Braunkohlenformation einleiten und von der flözführenden Schichtenfolge überdeckt werden. Auf den Bruchfeldern der Grube „Emma“ wurden interessante Neubildungen von Gipskristallen in alluvialen Torfen beobachtet. Das Rhät ist bei Barmke 30 m mächtig und enthält ein 5—10 cm mächtiges Steinkohlenflöz von teils reiner, meist aber stark verunreinigter Beschaffenheit.

Reste von Geschiebemergel und Kiesablagerungen, die als Auswaschungsrückstände einer Grundmoräne aufzufassen sind, bedecken im Bezirk der Helmstedter Mulde fast immer nur die Kuppen und flacheren Gehänge, während in den Tälern das anstehende ältere Gestein zum Vorschein kommt. Der Löß zieht sich aber als gleichförmige Decke über die Erosionsreste der Grundmoräne hinweg in die Täler, wo er direkt auf den älteren Schichten liegt, und es folgt daraus, daß zwischen der Ablagerung der Grundmoräne und des Lösses eine gewaltige Erosion stattgefunden haben muß, die nicht nur die Grundmoräne bis auf wenige Reste zerstörte, sondern auch tiefe Talfurchen in den älteren Schichten schuf.

Stille.

C. Gagel: Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1909. 30. Teil I. 165—255.)

—: Die Trias von Lüneburg. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1908. 60. Monatsber. 317—322.)

Verf. behandelt in erster Linie die Aufschlüsse, die durch eine größere Zahl von Bohrungen im Untergrunde Lüneburgs geschaffen worden sind, und seine Veröffentlichungen sind um so dankbarer zu begrüßen, als es sich in mehreren Fällen um solche Formationen handelt, über deren Vorhandensein und Entwicklung im Untergrunde der Quartärgebiete Nordhannovers sonst nichts bekannt ist und auch so leicht sonst nichts bekannt werden wird. Von ganz besonderem Interesse sind die Mitteilungen über die in mehreren Bohrungen durchsunkene Trias, die bis tief in den Röt hinein ziemlich lückenlos vorhanden ist und Gipshorizonte im Röt, im mittleren Muschelkalk und im Keuper führt; sie nimmt ein annähernd ellipsoidisches Gebiet von 2200 m ost-westlicher und 1800 m nord-südlicher Erstreckung ein.

Der Röt ist durch Dolomite und rote dolomitische Mergel vertreten. Die erhebliche Mächtigkeit, die über 300 m hinausgeht, kommt vor allen Dingen infolge Einschaltung eines Steinsalzlagers zustande. Über den Rötschichten folgen zunächst 5 m schwachwellige und gebankte Kalke von Wellenkalktypus, die wohl den Myophorienschichten entsprechen dürfen, und sodann, wie überall in Thüringen und Hannover, ja selbst in Süddeutschland, an der Tauber und bei Freudenstadt im Schwarzwald, eine Konglomeratbank, die bei Lüneburg stark glaukonitisch ist. Überhaupt stimmt die Entwicklung des Wellenkalkes sehr weitgehend mit derjenigen in Thüringen und Süddeutschland überein, und es ließen sich so ziemlich sämtliche charakteristische Bänke des Wellenkalkes nachweisen, wie die Cölestinbänke, die Oolithbänke, die Bänke mit *Beneckia Buchi*, die Terebratelbänke, die *Orbicularis*-Schichten. Abweichend von der sonst bekannten Entwicklung des Wellenkalkes sind gewisse dichte Kalkbänke mit primären Anhydritknauern, die sich hauptsächlich 10—12 m unter der Hauptterebratelbank befinden. Die Gesamtmächtigkeit des Wellenkalkes beträgt etwa 80 m.

Der mittlere Muschelkalk besteht in mindestens 100 m Mächtigkeit aus Mergeln von teilweise rötlicher Farbe, Dolomiten und Anhydriten, und umschließt anscheinend ein ziemlich mächtiges Steinsalzlager. Bemerkenswert ist, daß er fossilführende Bänke enthält.

Der obere Muschelkalk ist 80—95 m mächtig; er enthält an der Basis eine Anzahl dolomitisierter Lumachellebänke, die dem Trochitenkalk entsprechen müssen, und darüber in großer Mächtigkeit tonig-kalkige Schichten, die oben von reinen, festen Kalkbänken abgeschlossen werden und mit den Nodosenschichten zu identifizieren sind. Dann erst folgen die vielumstrittenen *Pes anseris*-Kalke etc., die schon zum Kohlenkeuper gestellt werden, und dann die übrige Lettenkohlengruppe. Ihre Übereinstimmung mit dem „Normalprofil“ Mitteldeutschlands ist sehr auffällig, und es ist wie in diesem vom Hangenden zum Liegenden eine Gliederung in Grenzdolomit, obere Letten, Hauptlettenkohlsandstein (4,5 m) und untere Lettenkohlschichten durchführbar. Im tiefsten Teile ist primärer Gips vorhanden.

Der mittlere Keuper ist durch bunte, gipsführende Mergel vertreten, in deren tiefstem Teile eine Bank von tonigem, etwas dolomitischem, rot und violett geflammtem Sandstein liegt, den G. MÜLLER mit dem Schilfsandstein parallelisiert; die Steinmergelbänke scheinen zu fehlen.

Daß der über der Trias transgredierende tiefste Horizont der Kreide die Tourtia mit *Belemnites ultimus* ist, wird wieder nachdrücklich hervorgehoben. Trotzdem besteht aber die Angabe von GOTTSCHÉ über das Vorkommen von *Belemnites minimus* des oberen Gault bei Lüneburg teilweise zu Recht, nur liegt dieser Belemnit abgerollt, korrodiert und von Bohrmuscheln angefressen, auf sekundärer Lagerstätte zwischen *Belemnites ultimus* der Tourtia. Die Tourtia hat also nicht nur den Gipskeuper bei der Transgression aufgearbeitet, sondern vorher noch den vorhandenen ge-

wesenen Gault bis auf die Reste des *Belemnites minimus* zerstört. In der Bohrung „Königshall I“ waren von Horizonten der oberen Kreide weiße Schreibkreide, Plänerkalk mit *Inoceramus Brongniarti*, Kalksandstein mit *Aucellina gryphaeoides* und grüne Tonmergel mit *A. gryphaeoides* und *Belemnites ultimus* nachweisbar.

Die durch die Bohrung aufgeschlossene Schichtenfolge ist sehr stark gestört und vielfach verworfen; Schichtfallen von weniger als 40° wurde kaum beobachtet, solches von 80—90° mehrfach festgestellt. Überschiebungen, Reibungsbreccien und Kluftausfüllungen wurden mehrfach durchsunken. Dazu sind die Schichtfolgen durch Eindringen von Gips und Anhydrit stark verändert worden, so daß es z. B. unmöglich sein würde, die Kreidesteine als solche ohne die Leitfossilien zu identifizieren. Die Dolomitierung vieler Bänke des oberen Muschelkalkes führt Verf. ebenso wie die Vergipsung von Schichten der oberen Kreide und des Wellenkalkes auf die Einwirkung aufsteigender Lösungen zurück und möchte speziell eine Einwirkung von Magnesiumchlorid oder -sulfat in Kochsalzlösung auf kohlen sauren Kalk bei erhöhtem Druck annehmen.

Durch die verworfene und überschobene Trias stößt nun in der Mitte der Zechstein von Kalkberg und Schildstein. Daß der Gips des Schildsteins ein umgewandelter Hauptanhydrit des oberen Zechsteins ist, wurde durch die Tiefbohrungen erwiesen, die unter dem Plattendolomit steil stehenden Hauptanhydrit ergeben haben, der in jeder Beziehung mit dem mitteldeutschen Hauptanhydrit übereinstimmt. Verf. möchte Schildstein und Kalkberg für zwei isolierte, durch komplizierte Tektonik in die Höhe gebrachte Horste halten.

Auf die steil von der Trias abfallende Kreide legt sich nun in großer Mächtigkeit das Tertiär, und zwar nicht nur Miocän, sondern auch noch Alttertiär. Bei Breetze und Vastorf östlich von Lüneburg umfaßt das Alttertiär Paläocän, Eocän und Oligocän, und es wurde bei Vastorf in über 500 m Mächtigkeit noch nicht durchsunken. Bei Breetze liegt das Paläocän auf Senon.

In einzelnen Bohrungen wurden unter normalem Diluvium kalkfreie, z. T. ziemlich grobe, eisenschüssige Quarzkieste gefunden, die zum Präglazial gestellt werden. Die Anzeichen für eine durch eine interglaziale Verwitterungszone gekennzeichnete Zweiteilung des Lüneburger Diluviums haben sich bei jedem neuen Aufschlusse vermehrt; die normale postdiluviale Verwitterung ist bis rund 2 m Tiefe und nur bei sehr sandiger Beschaffenheit der Schichten vereinzelt bis 6 m Tiefe eingedrungen, während die hochgradige, bis 12 m Tiefe vordringende Verwitterung, die z. T. erst unter einer Decke von unverwittertem Geschiebemergel beginnt, das Produkt einer sehr intensiven und langen interglazialen Verwitterungsperiode ist. Der darüberliegende, oberflächenbildende Geschiebemergel von Lüneburg ist danach oberdiluvialen Alters.

Der jungdiluvialen Endmoräne, die hier und da erkennbar ist, steht das großartige Endmoränengebiet des Wilseder Berges und der Garlstorfer Forst gegenüber, das greisenhafte Formen zeigt und einer

früheren Eiszeit anzugehören scheint. Auch unter dem unteren Geschiebemergel scheint wie unter dem oberen eine interglaziale Verwitterungszone zu liegen.

Stille.

Th. Schmierer: Zur Tektonik des oberen Allertales und der benachbarten Höhenzüge. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1909. 61. Monatsber. 499—514. Mit 2 Textfig.)

—: Die gebirgsbildenden Vorgänge zwischen Flechtinger Höhenzug und Helmstedter Braunkohlenmulde. (3. Jahresber. Nieders. geol. Ver. Hannover 1910. 217—225.)

Auf die Porphydecken des Flechtingen-Alvenslebener Höhenzuges, eines „Harzes im kleinen“ nach KLOCKMANN, legen sich nach Süden in weithin normaler Weise die Schichten des sedimentären Rotliegenden, Zechsteins, Buntsandsteins usw., während zwischen Klinze, Belsdorf und Behnsdorf auf mehrere Kilometer Erstreckung Verwerfungen entlang dem Südrande des Höhenzuges aufsetzen, der hier also den Charakter eines echten Horstes annimmt. Tertiäre Glaukonitsande und Tone verdecken zwischen Belsdorf und Behnsdorf in zusammenhängender Fläche Quarzporphyr, sedimentäres Rotliegendes und unteren Buntsandstein und transgredieren über die erwähnte südliche Randspalte des Flechtinger Höhenzuges, ohne selbst verworfen zu sein. Sie sind in Nachbargebieten auf mittlerem Buntsandstein und bei Weferlingen auf unterem und mittlerem Muschelkalk nachweisbar.

Durch Versteinerungsfunde konnte Verf. das unteroligocäne Alter dieser glaukonitischen Bildungen nachweisen. Höheren Alters sind die weißen Quarzsande und Kiese, die der Stufe der Helmstedter Braunkohle angehören und sich diskordant über dem Buntsandstein-Muschelkalk-Plateau östlich der Aller ausbreiten.

In der Oberfläche des Flechtinger Höhenzuges und der südlich davon liegenden Weferlinger Triasplatte tritt uns eine präoligocäne Denudationsfläche, eine nachträglich nur wenig veränderte Penepplain, entgegen, wie sie E. PHILIPPI neuerdings in so großer Ausdehnung aus Thüringen beschrieben hat.

Die tertiären Sedimente haben die alte Landoberfläche vor jüngerer Denudation geschützt und erst dem erodierenden Inlandeis ist die Aufarbeitung des Unteroligocäns beinahe völlig gelungen. Posthume tektonische Bewegungen haben bei Klinze ein Nachsacken der Braunkohlenformation veranlaßt. Dagegen sind die regellosen Lagerungsverhältnisse innerhalb des unteren Buntsandsteins am Südrande des Flechtinger Höhenzuges auf die unterirdische Auslaugung des Zechsteinsalzes zurückzuführen.

Von Grasleben bis Eisleben läßt sich entlang dem Südwestrande des Weferlinger Triasplateaus, dieses vom Lappwalde trennend, eine durchschnittlich 1 km breite, hauptsächlich aus Keuper, Jura und Tertiär bestehende, stark gestörte Zone verfolgen. Die Deutung dieser Zone als eines zwischen Lappwald und Weferlinger Triasplateau eingesunkenen

Grabens („Allertal-Graben“) ist unhaltbar, denn mehr als 50 Tiefbohrungen haben ergeben, daß hier der Zechstein nicht, wie in einem Graben zu erwarten wäre, in größerer, sondern in weit geringerer Tiefe steht, als unter den Randpartien, dem Lappwalde und Weferlinger Triasplateau. Die Schichtenfolge in diesen Bohrungen ist ungemein mannigfaltig und gestört, gemeinsam ist allen, daß unmittelbar unter verschiedenen Stufen des jüngeren Mesozoicums, vom Keuper ab aufwärts, ja auch unmittelbar unter Tertiär, Zechstein festgestellt wurde, während Buntsandstein und Muschelkalk beständig fehlen. Es haben aber die Tiefbohrungen, die in den Triasablagerungen östlich der in Rede stehenden schmalen Zone angesetzt wurden, eine normale Schichtenfolge bis in den Zechstein festgestellt. Der „Allertalgraben“ liegt also über horstartig aufgepreßtem Salzgebirge; an der östlichen Randspalte, die dem Allertale folgt, ist das nach Nordosten angrenzende Gebirge um mehrere 100 m in die Tiefe gegangen. Am Westrande des „Grabens“ stoßen nordwestlich von Walbeck verschiedene Horizonte des Weißen Jura gegen die rhätischen und untertriadischen Schichten des Lappwaldes, und dabei scheint Rhätkeuper auf bunte Mergel, Breccien und Kalke des Weißen Jura überschoben zu sein. Der Schacht „Gerhard“ (Kaliwerk Walbeck) ist im Allertalgraben nur etwa 100 m von der südwestlichen Randspalte angesetzt; in ihm wurden Mergel des weißen Jura durchfahren, die, nach allen Richtungen einfallend, in rund 300 m Tiefe den Zechstein überdecken. Zwei Bohrungen, die in denselben oberjurassischen Mergeln angesetzt wurden, haben unter diesen Tertiär erreicht, und bei Wefensleben hat eine Bohrung unter 30 m Rhätkeuper in normaler Reihenfolge unteren Dogger, oberen und mittleren Lias durchsunken.

Die Verwerfung, die das unter dem „Allertalgraben“ liegende Salzgebirge nach Nordosten gegen das Wefenslebener Triasplateau abschneidet, soll steil stehen, während die südwestliche Randverwerfung gegen den Lappwald einfällt. Mit letzterer hängen nach Verf. die Störungen „zweiter, dritter und vierter Ordnung“ zusammen, die sich als Überschiebungen charakterisieren (siehe oben), und deshalb möchte Verf. auch den Hauptast als „Überschiebung“ auffassen in dem Sinne, daß mehr tangential an ihm die Schichten verschoben wurden; dabei soll der nordöstliche Randsprung des Salzhorstes älter sein, als die südwestliche „Überschiebung“, und es soll der Allertalgraben vor der Überschiebung bereits als eine in komplizierter Weise gestörte Zone bestanden haben, die von ihrer Wurzel losgerissen und in postunteroligocäner Zeit auf den Salzhorst aufgeschoben wurde.

Neben den „Überschiebungen“ erklärt nach Verf. auch das Nachsacken des Deckgebirges über dem der Auslaugung in seinen oberen Partien anheimfallenden Salzhorste die Erhaltung derjenigen Schichten im Bezirk des „Allertalgrabens“, die z. B. auf dem Lappwalde der Denudation anheimgefallen sind. Zeugnis dieser Ablaugung gibt der Gipshut, der mit horizontaler Unterkante als Residualbildung des Ablaugungsprozesses

das Salzgebirge überdeckt. „Wo Salzspiegel und Gipsstufen auftreten, da muß auch Auslaugung und Senkung des Deckgebirges angenommen werden.“

Dem Westrande des Lappwaldes folgen auf große Strecken streichende Verwerfungen, an denen stets die westliche Partie oft staffelförmig abgesunken ist. Die Störungen streichen unter einer dünnen Decke von Braunkohlensanden fort, wodurch die Helmstedter Braunkohlenmulde auch hier als voroligocän angelegtes Senkungsfeld charakterisiert wird.

Stille.

B. Spulski: Geologie der Gegend von Borgloh und Holte. (Zweiter Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909, 1—30. Mit 1 geol. Karte im Maßstabe 1 : 50 000.)

Der Holter Gebirgszug bildet südöstlich von Osnabrück eine 8 km lange Erhebung, die dem Teutoburger Walde (Osning) nach Norden vorgelagert ist und gleich diesem südost-nordwestlich streicht. Er besteht aus einem Sattel, in dessen Kern Röt steckt, während Muschelkalk und Keuper die Flügel bilden. Auf den Keuper des Südflügels legt sich, das Gebiet zwischen Holter Sattel und Osning einnehmend, der Jura, und zwar waren vom Lias Psilonotenschichten, Angulatenschichten, Arietenschichten, Amaltheentone und *Jurensis*-Schichten, vom Dogger *Polyplocus*-Schichten, *Parkinsoni*-Schichten *Pseudomonotis echinata*-Schichten, Macrocephalenschichten und Ornatenschichten nachweisbar. Lückenhaft ist der Weiße Jura entwickelt. Nicht nachweisbar waren die Heersumer Schichten, und das ist um so auffälliger, als in Nachbargebieten solche vorhanden sind. Weniger auffällig ist das Fehlen des Korallenooliths, der am Teutoburger Walde nur in der Gegend von Horn bisher nachgewiesen wurde. Erst mit dem Kimmeridge setzt südlich des Holter Sattels der Weiße Jura über dem Dogger ein, und zwar anscheinend mit einer jüngeren Stufe desselben (oberer Kimmeridge?). Die *Gigas*-Schichten sind sehr wahrscheinlich vertreten, wenn auch *Olcostephanus gigas* nicht im untersuchten Gebiete, wohl aber etwas weiter südlich, gefunden wurde. Über ihnen folgen Eimbeckhäuser Plattenkalke, Münder Mergel, Serpult und Wealden.

Röt, Muschelkalk, Keuper, Lias, Dogger, Malm und Wealden liegen konkordant übereinander, und so ist bei Borgloh eine irgendwie erheblichere vorcretacische Gebirgsbildung ebensowenig nachweisbar, wie auch sonst am Osning. Die Gebirgsbildung ist bei Holte postcretacisch, höchstens z. T. schon jungcretacisch, und nach Analogie der von HAARMANN in der Gegend von Osnabrück beobachteten Verhältnisse wohl in der Hauptsache alttertiär.

Die Lückenhaftigkeit des Weißen Jura südlich von Osnabrück bringt Verf. mit Strandverschiebungen in Zusammenhang, die zeitweilig weite Gebiete vom Meere entblößten, so daß eine Sedimentation

unterblieb und vielleicht sogar Denudationen abgelagerter Schichtglieder eintreten konnten.

Nach den faziellen Verhältnissen des Weißen Jura am Wiehengebirge und Osning muß das Festland im Süden des Holter Sattels gelegen haben und identisch sein mit der „Rheinischen Masse“ STILLE's, die als vom nördlichen Vorlande durch Verwerfungen getrennter „Horst“ zwar erst im Ausgange der Weißjurazeit nachweisbar ist, sich aber als Landschwelle schon vorher andeutet. Hierin findet Verf. einen neuen Beweis für die Permanenz der Gebirgsbildung.

In bezug auf die Heersumer Schichten ist ein Unterbleiben der Sedimentation nicht recht wahrscheinlich, da sie in Nachbargebieten vorhanden sind, vielmehr ist ihr Fehlen eher auf nachträgliche Abrasion in späterer Jurazeit zurückzuführen. In der petrographischen Entwicklung der Heersumer Schichten der Nachbargebiete als Sandsteine und sandige Mergel liegt bereits gegenüber der Entwicklung des Braunen Juras der Ausdruck einer negativen Strandverschiebung, und die Ablagerung des Korallenooliths ist dann unterblieben, weil damals am Teutoburger Walde Festland war. Auch die Verhältnisse am Wiehengebirge, die W. LÖHMANN neuerdings geschildert hat, deuten darauf hin, daß in der Zeit des Corallien der Strand sich nicht allzufern von dem heutigen Wiehengebirge befand und das südlich befindliche Gebiet von Borgloh etc. Festland war. Am Wiehengebirge gibt sich ein Vorstoß des Meeres nach Süden schon im unteren Kimmeridge zu erkennen, aber es ist kein Beweis dafür gegeben, daß schon damals auch das Gebiet von Borgloh wieder überflutet wurde, vielmehr dürfte dieses erst in einer jüngeren Phase des Kimmeridge erfolgt sein. Dabei abradierte das Meer, soweit das zur Zeit des Korallenooliths und älteren Kimmeridge die terrestrische Abtragung noch nicht besorgt hatte, die Heersumer Schichten und z. T. auch den obersten Braunen Jura, so daß wir die Sedimente des transgredierenden Meeres der jüngeren Kimmeridgezeit unmittelbar über Tonen des Braunen Jura finden.

Stille.

A. Mestwerdt: Zur Lagerung des Wealden am Osning. (Zweiter Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909. 49—58. Mit 1 Skizze im Maßstab 1:25 000. Taf. V.)

Die Hänge des Beutling bei Wellingholzhausen (Osning südöstlich von Osnabrück) bildet der Braune Jura, und dieser wird auf der Höhe des Berges von Heersumer Schichten überdeckt, die wiederum eine Kappe von Wealdensandstein tragen. Das Fehlen von Kimmeridge, Portland und Purbeck ist hier aber um so auffälliger, als diese Schichten in geringer Entfernung vom Beutling entwickelt sind. Verf. hält eine Abtragung der heute zwischen Heersumer Schichten und Wealdensandstein fehlenden Horizonte vor Ablagerung des Wealden für wahrscheinlich, die durch die flache Aufwölbung dieser Schichten eingeleitet wurde; von der Abtragung wurde aller Wahrscheinlichkeit nach auch der Serpulit betroffen.

Die Verhältnisse am Beutling sind nach Verf. ein Beweis dafür, daß in der Region der „Osningachse“ STILLE's schon vor Ablagerung der Kreide Bewegungen stattgefunden haben, die freilich nicht zu vergleichen sind mit denen der postcretacischen Faltungsphase, durch die gerade auch in dem genannten Abschnitte des Teutoburger Waldes die Kreideschichten steil aufgerichtet, überkippt und in mannigfacher Weise gegeneinander verworfen wurden.

Die Hauptphase der vorcretacischen Faltung liegt in Westfalen etc. vor Ablagerung des Serpulits, aber sie hat „Nachklänge“, wie die Verhältnisse am Beutling zu zeigen scheinen, nach Ablagerung des Serpulits und vor Ablagerung des Wealden und, wie HAACK aus gewissen Verhältnissen südlich von Osnabrück geschlossen hat, nach Ablagerung des Wealden und vor Ablagerung des Neocomsandsteins gehabt. Stille.

H. Stille: Osning-Profil. (2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909. XI—XIII. Mit 1 Textfig).

Der Osning, der nördliche Teil des Teutoburger Waldes, bildet eine Sattelaufwölbung, die sich einerseits weiter nach Südosten bis Herste und andererseits weiter nach Nordwesten bis Osnabrück verfolgen läßt. An dieser Hebungslinie, der „Osningachse“, stehen im Osning die Kreideschichten des Südflügels steil bis überkippt und grenzen hier an der „Osningpalte“, die meist aus einem System von Staffelbrüchen besteht, an die flach nach Norden fallende Trias des Nordflügels. Die Aufrichtung und Überkipfung des Südflügels erscheint demnach als „Rückfaltung“ im Sinne von SUSS, wobei der Südflügel unter den Nordflügel unterschoben wurde.

Gegenüber diesem typischen Osning-Profil lassen sich auch Profile mit flachgelagertem Südflügel oder mit horstartig emporgepreßtem Satteln nachweisen.

Die Aufrichtung und Überkipfung verschwindet in gleichem Maße wie die Höhendifferenz der Schichten der beiden Sattelflügel sich verringert, sei es, daß der Südflügel weniger tief abgesunken ist, daß er also statt aus Kreide ebenfalls aus Trias besteht (z. B. bei Detmold und Herste), oder daß auch der Nordflügel absinkt und demnach beide Sattelflügel aus Kreide gebildet werden, wie es z. B. südlich Iburg der Fall ist.

Schöndorf.

A. Windhausen: Exkursion in die Gegend östlich von Hildesheim (Galgenberg, Vorholz, Wohlden) am 26. April 1908. (1. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1908. 12—15. Mit 1 Taf.)

Von den in der Umgegend von Hildesheim aufragenden Höhenzügen bildet der Hildesheimer Wald einen Buntsandsteinsattel, in dessen Kern unterer Buntsandstein und stellenweise Gipse des Zechsteins zutage treten.

Auf beiden Flügeln legt sich oberer Buntsandstein und Muschelkalk, z. T. auch Keuper auf. Nahe Salzdetfurt wird der Sattel mehrfach durch Störungen kompliziert.

Der Höhenzug des Galgenberges und Vorholzes besteht aus einseitig flach nach Norden bzw. Nordosten fallenden Weißjurakalken, gegen die bei Wöhle Kreideschichten (Hilssandstein, Flammenmergel und Pläner) oder Muschelkalk und Keuper verworfen werden. Das Liegende des weißen Jura bilden die im Innerstetal aufgeschlossenen Dogger- und Liasschichten.

Gegen den Hildesheimer Wald stößt bei Diekholzen ein System Nordsüd gerichteter Höhenzüge (Lerchen-, Finken-, Giesener etc. Berge), die im großen und ganzen ebenfalls einen aus Trias (Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper) bestehenden Sattel bilden. Dieser Sattel ist jedoch, obwohl weniger stark herausgehoben, durch zahlreiche Dislokationen gestört, derart, daß z. B. im Kreuzungspunkte mit dem Sattel des Hildesheimer Waldes Kalksandsteine und Glaukonitsande des Oberoligocän grabenförmig eingesunken sind, während im nördlichen Teile der mittlere Buntsandstein, der im übrigen in der Sattelachse über Tage nicht mehr heraustritt, horstartig aufgepreßt wurde.

Nördlich des Galgenberges liegen unter Diluvium mächtige Tone der unteren Kreide, die innerhalb des Hildesheimer Stadtgebietes spieß- eckig Schichten des Kimmeridge, Korallenooliths, der Hersumer Schichten und des Dogger abschneiden. [Trangression der unteren Kreide? Ref.]

Schöndorf.

H. Salfeld: Exkursion in die Umgebung von Sarstedt am 27. April 1908. (Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1908. 15—17.)

In der näheren Umgegend von Sarstedt sind von älteren Schichten Kreide und Tertiär aufgeschlossen. Aus oberer Kreide (Cenoman, weiße Kalke und Mergel mit *Schloenbachia varians* Sow. und *Acanthoceras rhotomagense* BRONGN. und Turon, rote Kalke mit *Inoceramus labiatus* BRONGN.) besteht der Dehnberg östl. Sarstedt. In der unteren Kreide stehen zahlreiche Tongruben zwischen Sarstedt und Gödringen. An letzterer Lokalität sind auch stark gestörte Tertiärschichten, Unteroligocän mit *Ostrea Queteleti* NYST., Glaukonitsande des Mitteloligocän und Kalksandsteine des Oberoligocän aufgeschlossen.

Schöndorf.

A. von Koenen: Exkursion in den Ith am 28. Mai 1908. (1. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1908. 17—18.)

Der Weg ging von Bahnhof Voldagsen über den Katzenbrink nach Lauenstein und Haus Harderode. Am Katzenbrink ist sehr schön die Umwandlung von Kalk (Korallenoolith) in Dolomit zu studieren. Nach Nordwesten wird der Korallenoolith und hangende Weißjura gegen Or-

natentone verworfen. In einem Steinbruch an der Landstraße zwischen Lauenstein und Haus Harderode findet sich im oberen Korralenoolith *Diceras Koeneni* DUBB. Nahe Haus Harderode stehen Schichten des oberen Lias und unteren Doggers an.

Schöndorf.

A. Bode: Exkursion in den nordwestlichen Oberharz am 20. Juni 1909. (2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909. XXV—XXVIII. Mit 1 Taf. u. 1 Textfig.)

Von Oker führte der Weg (Okertal—Schalker Tal—Zellerfeld) aus dem Inneren der subhercynen Kreidemulde über deren nordwärts überkippten Südflügel über die große Störung am Nordrande des Harzes zum Okertal, das in teilweise durch Granitkontakt stark metamorphosierte Devon- und Culmschichten eingeschnitten ist. Der größte Teil der am Aufbau des sogen. großen Devonsattels beteiligten Schichten ist in dem schon von BEUSHAUSEN beschriebenen Romkerhaller Wasserfallfelsen und in der nahe dabei liegenden Raberklippe vorzüglich aufgeschlossen. Der Kern des vielfach gestörten und überkippten Sattels des Wasserfallfelsens wird von Stringocephalenkalk gebildet, der unter- bzw. überlagert wird von Oberdevon (Büdesheimer Schiefer, Adorfer- und Kellwasserkalk und Clymenienkalk) und Culm, welch letzterer den Fuß und die Spitze des Felsens bildet. Die unter Culm untertauchenden Devonschichten heben sich in der nahen Rabenklippe und der Birkenburg wieder heraus, wo auch das tiefere Mitteldevon (Wissenbacher Schiefer und *Calceola*-Schichten) und das höhere Unterdevon aufgeschlossen ist. Die durch den Granitkontakt sehr veränderten Kramenzelkalke enthalten hier zahlreiche Kontaktminerale (grüne Granaten). Das Devon wird weiterhin durch den hercynisch streichenden sogen. Birkenthaler Gangzug um ca. 1400 m nach Westen verworfen. Eine zweite hercynisch streichende Störung, der Bockswiese—Festenburg—Schulenberger Gangzug, auf dem früher Sulfide gebaut wurden, ist bei Mittelschulenberg aufgeschlossen. Im Schalker Tal wurde der Ostflügel des großen Devonsattels gequert, dessen Schichten bereits außerhalb des Granitkontaktes liegen und infolgedessen zahlreiche Fossilien führen. Vom Culmplateau nördlich Zellerfeld bietet sich ein guter Überblick über den Verlauf des vorher gequerten Gangzuges und über die durch derartige Störungen bedingte Tektonik des Gebirges.

Schöndorf.

E. Haug: 1. Caractères stratigraphiques des nappes des Alpes françaises et suisses. — 2. Sur les racines des nappes supérieures des Alpes occidentales. — 3. Sur les nappes des Alpes orientales et leurs racines. — 4. Les géosynclinaux de la chaîne des Alpes pendant les temps secondaires. (C. R. Acad. des Sc. Paris. 1909.)

1. In der ersten dieser vier inhaltlich nahe zusammengehörigen Mitteilungen stellt HAUG die stratigraphischen Charaktere (außer Jura und Miocän) der westalpinen Überschiebungsdecken sowie die Lage ihrer Wurzeln zusammen.

I. Die Decke des Gapençais (HAUG 1901) und die autochthonen Gebiete der französischen Alpen.

Bei den lokalen Überschiebungen am Außenrande der Zonen des Gapençais liegt über einer basalen Schichtfolge von neritischer Rhône-fazies eine übergeschobene Folge mit rudimentärer Trias, kalkigem oder schieferigem Lias und Bajocien—Tithon nebst Kreide in reiner Schlammfazies. Zwischen Bonneville und Ardon tauchen die wurzelnden Massen endgültig unter die Decken II—V.

II. Diableretsdecke und Aarmassiv. Schichtfolge: Rudimentäre Trias, Lias—Kelloway neritisch, Oxford fehlt oft, Aargaustufe transgressiv, Kimmeridge schlammig, Tithon koralligen, Kreide fehlt in den Berner Alpen, ist weiter östlich rudimentär, am Piz Dartgas transgrediert das Cenoman.

III. Helvetische Decken. Sie sind ihrer drei und besitzen vielfache Verzweigungen. Die charakteristischen Faziesverhältnisse sind: Trias rudimentär, Lias neritisch, Bajocien—Tithon bathyal, Neocom und Albien neritisch, aber mit besonderer Fazies in jeder der drei Decken. Die Wurzel der Glarner Decke ist eine Verzweigung des südlichen Aarmassivrandes, die Antiklinale von Truns stellt wahrscheinlich die Wurzel der mittleren, der Gotthard die der oberen Decke dar.

IV. Untere Decke der Voralpen. Trias mit viel Gips und gelegentlich mit Steinsalz, unterer und mittlerer Lias kalkig oder sandig, mit Gryphäen, oberer Lias schieferig, Dogger mit *Cancellophycus*, Kelloway und Oxford mergelig, oberer Jura kalkig, Neocom mit Cephalopoden, konkordant von Couches rouges überlagert. Die Wurzel dieser Decke liegt einerseits in den engen Falten südöstlich von Beaufort in der südwestlichen Verlängerung des Mt. Blancmassivs, anderseits in der nordöstlichen Verlängerung dieses letzteren auf dem rechten Rhôneufer zwischen Viétroz und Siders.

V. Mittlere Decke der Voralpen. Obere Trias aus roten und grünen Tönen bestehend, Rhät mit Fossilien, unterer und mittlerer Lias kalkig, mit Kieselknollen und Ammoniten, oberer Lias schieferig, Dogger mit *Cancellophycus* und Ammoniten, Kelloway und Oxford mergelig mit verkiesten Ammoniten, oberer Jura aus Cephalopodenkalk bestehend, Cephalopodenneocom fehlt vielerwärts, Couches rouges von senonem Alter transgressiv.

Bei der großen Ähnlichkeit der Faziesverhältnisse in den Decken V und VI kann man die Wurzel der letzteren nur direkt hinter der von V suchen, also in der schmalen Jurazone von Sembrancher-Saxon und der Walliser Glanzschieferzone, die bei Siders direkt an die Wurzel der inneren Voralpen herantritt.

VI. Obere Decke der Voralpen. Triaskalke mit Diploporen, Lias neritisch oder fehlend, Bathstufe neritisch (Schichten mit *Mytilus!*), koralligenes Tithon, Couches rouges transgressiv.

Zu dieser Decke gehört ein Teil der mittleren Voralpen, Trévèneusaz, Gastlosen, Rubli, Gummfluh, Spielgerten, ferner die Klippen der Giswyler Stöcke, der Mythen.

Als ihre Wurzel muß die Antiklinale des Großen St. Bernhard betrachtet werden, in deren Sedimenthülle sehr mächtige Triaskalke (Pontiskalk!) auftreten.

VII. Decke der Chablaisbreccie. Rauhwacke und Dolomit der Trias, Rhät mit Fossilien. Lias: untere Breccie, Dogger: Dachschiefer, Malm: obere Breccie. Ihre Wurzel muß südlich des Gewölbes des Großen St. Bernhard liegen, doch ist sie nicht erkennbar.

2. Im Embrunais und in der Ubaye beobachtet man über den wurzelnden Formationen mit Dauphinéfazies eine Schichtfolge, die in ihrer Fazies an die Decken V und VI erinnert: Trias: Quarzite und graue Kalke (vergl. VI), rote und grüne Tone (vergl. V); fossilführender Rhät (V), kalkiger Lias mit Kieselknollen (V), koralligenes Tithon (VI), Belemniten-neocom (V).

Die Decken der Ubaye gehören dem Außenrand der Zone des Briançonnais an. Im Osten herrscht im Lias die Telegraphenbreccie, die an die Decke der Chablaisbreccie erinnert. Die Zone des Briançonnais entspricht den Decken V, VI und VII. Von ihrem Außenrande geht ja weiter nördlich die Glanzschieferzone des Val Ferret aus, die weiterhin in die des Wallis übergeht. Die axiale Zone des Briançonnais setzt sich im Sattel des Großen St. Bernhard fort. Zwar gibt es auch am Außenrande des Briançonnais, im Val Ferret und bei Sion Breccien, so daß C. SCHMIDT in dieser Zone die Wurzel der Brecciendecke sucht. Aber es ist wahrscheinlicher, daß diese Wurzel jenseits der Zone des Großen St. Bernhard liegt. Jedenfalls dürfen aber die Wurzeln der Decken V, VI und VII nicht am Südrand der Alpen gesucht werden, sondern es sind alles Decken mit äußerer Wurzel im Sinne von LUGEON.

In Graubünden findet man analoge Verhältnisse. Auf die mächtige Masse der Bündner Schiefer, die die Fortsetzung der Walliser Glanzschiefer darstellen, folgt die Decke VI (Triaskalke, koralligene Sulzfluhkalke!), die Decke VII mit Liasbreccien und die Decke VIII (Ophiolithdecke), endlich die untere ostalpine Decke. Diese Aufeinanderfolge läßt sich noch nördlich des Splügens beobachten, ihre Verknüpfung mit den Walliser Decken ist aber wegen des Fehlens der Sedimente im Tessiner Massiv unmöglich. Die großen liegenden Falten des Simplon, der Adula, des Tambo und der Suretta, die man nicht mit Decken in Parallele stellen sollte, gehören zur Zone der Walliser Glanzschiefer. Der Sattel des Großen St. Bernhard streicht weiter südlich durch und läßt sich bis Domodossola verfolgen.

Die Ophiolithdecke (rhätische Decke STEINMANN's, nicht ROTHPLETZ') liegt in den Voralpen auf der Decke VII. Reste von ihr, darunter Ophiolithe, liegen auf der Zone des Briançonnais am Mt. Jovet, bei Moutiers und bei Prörel unweit Briançon. Da der Sattel des Großen St. Bernhard die Wurzel der Decke VII ist, so muß die nächste, die Ophiolithdecke, ihre Wurzel am Südostrande dieses Sattels haben, d. h. in der Zone des

Piemont. Die ungefähr gleichalterigen Glanzschiefer des Wallis und des Piemont darf man nicht verwechseln. Diese unterscheiden sich von jenen durch die starke Entwicklung der Ophiolithe. Zwischen beiden liegt die St. Bernhard-Antiklinale, ebenso wie die Bündner Schiefer (V) von den Grünschiefern der Ophiolithdecke (VIII) durch die Decken VI und VII getrennt werden. Im Gegensatz zu der relativ dünnen Decke Graubündens, in der die kristalline Unterlage der mesozoischen Gesteine fehlt, zeigt die Glanzschieferzone z. T. einen Aufbau aus eskalierenden Falten, die an der Oberfläche eine Deckenbildung bewirken mußten, die bis in die äußersten Zonen der Alpen vordrang. Man könnte daher die Decke VIII sehr wohl die Decke des Piemont nennen.

3. Diese höchste Decke der Westalpen erscheint mit ihren Glanzschiefern und Grünsteinen mitten in den Ostalpen in den hohen Tauern. Über sie legt sich auf der Nordostflanke ihrer mächtigen Kuppel die Decke der Radstädter Tauern mit folgender Schichtserie:

Triaskalk mit *Diplopora*, rhätische Pyritschiefer, Marmore und wohlgeschichtete Kalke mit Pentacrinen und canaliculaten Belemniten.

Eingehüllt in Sericitquarzite, Gneise, Granit und Tonalit bildet diese Decke eine mächtige, liegende Antiklinale, die ihre Wurzel wahrscheinlich in der Tonalitzone hat. Ostwärts taucht sie unter Granatschiefer und Gneise, die das Carbon der Stangalpe unterlagern.

Nach Norden fällt die Decke der Radstädter Tauern unter die Phyllite im Liegenden des Mandling-Triaszuges ein, welcher letzterer wahrscheinlich ein Äquivalent der untersten Decke der nördlichen Kalkalpen, der sogen. „bayrischen Decke“ ist. Man hat die Zone des Gailtales und der nördlichen Karawanken als Wurzelzone für die nördlichen Kalkalpen, im speziellen der bayrischen Decke betrachtet. Aber diese letztere weist auch manche fazielle Ähnlichkeit mit den lombardischen Kalkalpen auf. Diese liegt besonders im Hauptdolomit, Rhät, Medolo = Fleckenmergel, in den *Aptychus*-Kalken, im *Diphya*-Kalk, im Neocom (Biancone-, Roßfeld- und Schrambachschichten) und Senon (Scaglia = Nierentalschichten).

Die Kalkalpen der Lombardei werden allgemein den Dinariden zugerechnet, gehören aber offenbar derselben isopischen Zone an wie die Gailtalzone, ja noch mehr, auch derselben tektonischen. [„Il serait facile de montrer qu'elles appartiennent à la même zone tectonique“. Es ist sehr schade, daß es nicht dargetan wird. Ref.]

Man wird also dazu geführt, die Wurzel der bayrischen Decke und damit der nördlichen Kalkalpen überhaupt in den Dinariden zu suchen, somit die Dinariden nicht von den Alpen abzutrennen.

Die Decke des Totengebirges wurzelt in den südlichen Karawanken, die eine ganz andere Triasausbildung zeigen, wie die nördlichen.

Die Salzdecke und die Hallstätter Decke wurzeln beide in den Karnischen Alpen, wofür die Existenz silurischer Schichten in der Salzburger Schieferzone und das Vorkommen von (denen der Nötsch-Schichten ähnlichen) Viséfossilien bei Hohentauern und im Veitschtal spricht. Trias ist in den Karnischen Alpen nur durch vom Süden stammende Schubmassen

vertreten, aber im nördlichen Kroatien finden sich in der Kunagora- und Ivansicakette rote Muschelkalke mit der Fauna der Schreyer Alm.

Die charakteristischsten Formationsausbildungen der Dachsteindecke findet sich am Südrand der venetianischen Alpen wieder: die zoogenen Dachsteinkalke, die Hierlatzschichten, das koralligene Tithon und die Hippuritenkalke.

4. Unter Berücksichtigung der faziellen Verhältnisse und der tektonischen Erscheinungen erhält man von der Folge der mesozoischen Geosynklinalen und der Geantiklinalen im Gebiet der Schweizer und der Ostalpen folgendes Bild:

I. Vindelizische Geosynklinale, den Nordarm der Geosynklinale des Dauphiné bildend. Ihre Achse liegt unter der Molasse.

1. Helvetische Geantiklinale, entsprechend der neritischen Fazies und der Lückenhaftigkeit des Mesozoicums in der Basis der Dent de Morcles und der Sedimenthülle des Aarmassivs.

II. Geosynklinale des Wallis. Sie ist der Südarm der Dauphiné-Geosynklinale. Die bathyale Ausbildung des Jura läßt sich von der Tarentaise, durch die Ferrettäler ins Wallis und noch weiter nach Graubünden verfolgen. Ihre Gesteine, in den Decken gut kennbar, sind (außer der Trias) im Wurzelgebiet in Glanzschiefer verwandelt.

2. Geantiklinale des Briançonnais, entsprechend den Breccienbildungen zu beiden Seiten der axialen Zone usw.

III. Geosynklinale des Piemont.

3. Lombardische Geantiklinale. Diese schied als submariner Kamm die alpinen von den dinarischen Geosynklinalen. Ihr Verlauf entspricht der kristallinen Zone der Seen und dem Tonalitzuge.

IV. Bayrische Geosynklinale. Ihr gehören die lombardischen Kalkalpen, die Ketten auf dem rechten Etschufer, die Gailtalzone und die nördlichen Karawanken an, die Zone, in der die bayrische Decke wurzelt.

4. Karnische Geantiklinale, angezeigt durch den zoogenen Dachsteinkalk, die Hierlatzkalke und den koralligenen Malm der Totengebirgsdecke.

V. Jurassische Geosynklinale. Abgesehen von den Salzbildungen zeigt das Gebiet dieses Troges (Wurzelgebiet der Salz- und Hallstätter Decke) durchgängig bathyale Absätze.

5. Foro-Julische Geantiklinale, die dritte, dinarische Geantiklinale, entsprechend der neritischen Fazies am Südrande der venetianischen Alpen.

VI. Illyrische Geosynklinale, am Rande des Adriatischen Meeres gelegen, angedeutet durch Muschelkalk mit Cephalopoden, Hallstätter Kalk, Cephalopodenlias und Kieselkalk des Malm.

Alle Geosynklinalen sind gleichwertig, keine kann als axial bezeichnet werden, alle haben an der Deckenbildung teilgenommen. Die stärksten Überschiebungen gehen aber von den Geantiklinalen aus, während die Sedimentmasse der Geosynklinalen zur Bildung der großen liegenden Falten geführt hat.

Otto Wilckens.

M. Lugeon: Sur les relations tectoniques des Préalpes internes avec les nappes helvétiques de Morcles et des Diablerets. (Compt. rend. de l'Acad. d. Sc. Paris. 149. [1909. II.] 321—323. 1909.)

Zwischen den Falten der Dent de Morcles und der Decke der Diablerets liegt die Schuppe von Cephalopodenneocom, die Verf. 1901 als zu der im Rhônetal wurzelnden Decke der inneren Voralpen gehörig angesprochen hatte. Einen sicheren Beweis für die Richtigkeit dieser Zuordnung liefert das Vorhandensein einer Schuppe aus Flysch mit einem Kern von Trias-Rauhwaacke und Gips, die über der Neocomschuppe und unter dem Dogger liegt, mit dem die Diableretsdecke beginnt. Im Flysch liegen exotische Gerölle, er ist also sicher voralpin. Diese Trias-Flyschscholle wurde vom Verf. zusammen mit BOUSSAC vom Zirkus von Derborence bis Besson am linken Lizerneufer verfolgt. Die Diableretsdecke, die somit genau 10 km weit vorgetrieben ist, liegt unter der inneren Voralpendecke, ist aber ihrer Entstehungszeit nach jünger als diese. Die Decke der inneren Voralpen muß sich zuerst gebildet haben. Sie wurde von den höheren Schubmassen bedeckt und dann erst begann ihre Unterlage sich in der Tiefe zu falten, wobei die Schuppen der Voralpen von dieser Faltung so mitergriffen wurden, als wenn sie ein Teil der Schichtserie ihrer Unterlage wären. Vor der Stirn der Diableretsdecke ist die Neocomschuppe z. T. völlig ausgequetscht; man findet sie aber in synklinaler Einfaltung bei La Layaz auf dem Tertiär dieser Decke und in großer Ausdehnung auf der Wildhorndecke. Über den helvetischen Decken existierte also eine zusammenhängende Kreidedecke. **Otto Wilckens.**

A. Jeannet: Quelques faits nouveaux de stratigraphie préalpine. (Ecl. geol. Helv. 10. 743—744. 1909.)

1. Der untere Lias von Plan-Falcon bei Corbeyrier weist eine für die mittleren Voralpen ungewöhnliche Fazies auf. Dicht über dem Rhät liegen Schichten mit einer allem Anschein nach brackischen Fauna.

2. Die Schichten unter dem Malm der Tours d'Aï und Tours de Mayen sind mittlerer Lias. Hier fehlt der Dogger, und zwar handelt es sich hier um eine Zone, die das Gebiet des *Mytilus*- und des *Zoophycus*-Dogger trennt.

Die Vorstellung, daß die mittleren Voralpen aus 2 Decken mit verschiedenem Dogger bestehen, läßt sich nicht aufrecht erhalten. Denn während der Malm sich kontinuierlich durch das ganze Gebiet fortsetzt, tritt zwischen den beiden verschiedenen Doggerzonen eine Zone ohne Dogger auf, wo der Malm auf Lias liegt. **Otto Wilckens.**

H. Schardt: L'évolution tectonique des nappes de recouvrement. (Ecl. geol. Helv. 10. 484—486.)

Verf. erklärt die Entstehung der Decke aus gewaltig hochgetriebenen senkrechten Faltenbündeln, die durch ihre Schwere umgesunken und dann abgeglitten sind. Als Beweis wird die selbständige Faltung der Kreide fern von den Jurakernen angeführt. Seitlicher Druck kann diese Erscheinungen nicht erklären. Lawinenartige Bewegungen müssen sie erzeugt haben. Die Anschwellungen der Stirnteile und die Verzweigungen sind auf Widerstände zurückzuführen. Die Trennung der Deckschollen von den Wurzeln kann nicht nur auf der Erosion beruhen. Die Voralpendecken sind von den Deckfalten der Kalkhochalpen gewissermaßen vorwärtsgerollt. Die Wurzeln haben ihre senkrechte Stellung von dieser Entstehung der Decken, die ein oberflächliches, nicht ein Phänomen der Tiefe sind, wie MARCEL BERTRAND und LUGEON es darstellen. **Otto Wilckens.**

1. **Alb. Heim:** Zu SCHMIDT's Simplongeologie. (Ecl. geol. Helv. 10. 195—199. 1908.)

2. **C. Schmidt:** Bemerkungen zur Simplongeologie. (Ibid. 490—503. 1908.)

3. **Alb. Heim:** Letzte Bemerkungen zur Simplongeologie. (Ibid. 504—506. 1908.)

Polemik, die Geschichte der Prognose des Simplontunnels und die Geschichte der geologischen Erforschung des Simplongebietes betreffend. **Otto Wilckens.**

M. Lugeon: Quelques faits nouveaux concernant la structure des Hautes-Alpes calcaires berno-valaisannes. (Ecl. geol. Helv. 10. 37—38. 1908.)

1. Mitteilung über das Fenster von Ardon im Lisernetal, wo autochthones Eocän der Morclesmasse zutage tritt (vergl. dies. Jahrb. 1909. II. -258-).

2. Auf der Nordseite des Sanetschpasses läuft eine Verwerfung, die den Westflügel um 3—500 m senkt.

3. Ein schmales Kreideband (vergl. das folgende Referat) läßt sich von der Cretabessakette bis zum Rhônetal zwischen Ardon und Vétroz verfolgen. Wahrscheinlich reicht es noch aufs linke Rhôneufer in die Basis der Pierre-à-voir. Die Wurzeln der Diablerets- und Wildhorndecke haben bei Ardon nur 5—600 m Mächtigkeit.

4. Die Wangschichten der Cretabessakette liegen diskordant auf Senon und Gault.

5. Die Triaszone La Balletière—Drônes sur Sion—Cran près Montana, die von Rhät begleitet wird, ist wurzellos. Ihre Wurzel liegt wahrscheinlich in der Triaszone Sion—St. Léonard.

6. Bei Sion und St. Léonard tritt Carbon auf. Die Glanzschiefer des rechten Rhôneufers schwimmen auf dem Helveticum. Das Carbon verbindet diese Schieferzone mit den von LUGEON und ARGAND konstatierten Decken der penninischen Alpen. Das Rhônetal ist keine Narbe im Sinne C. SCHMIDT's [und HAUG's. Ref.].

Otto Wilckens.

Arnold Heim: Über das Profil von Seewen—Schwyz und den Fund von Habkerngranit im Nummulitengrünsand. (Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich. 53. 377—386. Taf. I. 1908.)

Im Profil des Nordostendes der Rigihochfluhkette bei Seewen—Schwyz, am Urmiberg, beginnt die Kreide mit typischen Hauterivienkieselkalken. Die Altmann- und Drusbergschichten sowie vielleicht auch der unterste Schrattenkalk, also die Barrême-Stufe, fehlen, wohl infolge der Längsstreckung dieser nördlichsten Kreidekette. Es folgt vielmehr über dem Kieselkalk direkt der Schrattenkalk, Gault fehlt dann wahrscheinlich, und nach oben schließt die Kreide mit dem Seewerkalk ab, der ja nach diesem Orte Seewen benannt ist. Dieser Seewerkalk, 75 m mächtig, hat nur cenomanes und turones Alter. Erst die hangenden Leibodenmergel, die bei Seewen fehlen, enthalten eine Untersenonfauna. Auf diese sollte man das Wort Seewen nicht mehr anwenden.

Das Eocän beginnt mit den „Pilatusschichten“ KAUFMANN's, dunkelgrünen Glaukonitgesteinen 15—20 m, einer fossilreichen Bank 1,5 m und grauem Sandstein mit Glaukonit und viel Glimmer. Folgende Foraminiferen wurden bestimmt: *Assilina exponens*, *A. mamillata*, *Nummulina aturica*, *N. Rouaulti*, *N. complanata*, *N. cf. Montis-fracti*, *Orthophragmina discus*, *O. Bartholomei*, *O. Archiaci*. Außerdem findet sich *Pecten*. Das Alter dieser Fauna ist das des mittleren Lutétien. Über den Pilatusschichten folgt der „untere Flysch“ KAUFMANN's, nach diesem mit Globigerinen. Wegen seiner Nummulitenfauna muß er oberes Lutétien sein.

In der fossilreichen Bank fand sich ein 10 cm langes Geröll von typischem Habkerngranit (roter Orthoklas, farbloser und olivgrüner Quarz, grüne Hornblende, Biotit). Dies Geröll kann nur weit aus Süden oder aus Osten, und zwar durch Treibeis, hierher gelangt sein. In der Ostschweiz liegen alle solche exotischen Blöcke im Eocän oder in der obersten Kreide. Man darf da nicht wie ROLLIER und TORNIQUIST von Oligocänflysch sprechen. Oligocäner Flysch ist in den helvetischen Decken der Zentral- und Ostschweiz unbekannt. Die Deckenbildung ist jünger als die Einbettung dieser Blöcke.

Otto Wilckens.

M. Lugeon: Excursion de la Société géologique suisse dans les Hautes-Alpes calcaires berno-valaisannes du 8 au 11 septembre 1909 sous la direction de W. MAURICE LUGEON. (Ecl. géol. Helv. 10. 759.)

Ein reizender Exkursionsbericht aus der Feder des Mitbegründers der Deckentheorie. Wer ihn liest, wird wünschen, mit dabei gewesen zu sein und sich mit HEIM, SCHARDT, SARASIN, DE MARGERIE u. a. haben führen zu lassen durch LUGEON's langjähriges Arbeitsgebiet, die Kalkhochalpen zwischen Sanetsch und Kander. Über die Geologie dieses Gebietes zu referieren, kann füglich bis zum Erscheinen des darüber in Aussicht stehenden größeren Werkes von LUGEON verschoben werden.

Otto Wilckens.

1. R. de Girard et H. Schardt: Programme de l'excursion dans les Alpes de la Gruyère et du Pays d'Enhaut vaudois (Groupe du Rubli et du Gummfluh) du 31 juillet ou 4 août 1907. (Ecl. geol. Helv. 10. 165—167.)

2. H. Schardt: Excursion de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises et vaudoises du 31 juillet ou 4 août 1907 sous la direction de R. DE GIRARD et H. SCHARDT. (Ibid. p. 168—195. 1908.)

Ausführlicher Bericht einer Exkursion in die Rubli- und Gummfluhkette in den Freiburger Alpen, illustriert mit Profilen und geologischen Ansichten.

Otto Wilckens.

M. Lugeon: Cailloux exotiques provenant du Crétacique supérieur (couches rouges) des Préalpes médianes. (Ecl. geol. Helv. 10. 739. 1909.)

In den Couches rouges von Vouvry (Wallis) haben sich zwei exotische Gerölle gefunden. Eins von Kindskopfgröße besteht aus feinkörnigem grauen Granit, das andere, kleinere, aus Granit mit rotem Feldspat. Beide sind sehr gut gerundet.

Außer diesen ist noch ein drittes von A. JEANNET östlich der Barmaz bei der Forclettaz (Massiv der Tours d'Aï) an der Basis der Couches rouges gefunden worden.

Die Herkunft dieser Gerölle ist unbekannt. Otto Wilckens.

1. A. Buxtorf, E. Greppin, H. Preiswerk: Programm für die Exkursionen der Schweizer geologischen Gesellschaft in die Umgebung von Basel, das Clos du Doubs und den Kaiserstuhl anlässlich der Jahresversammlung der Schweizer naturf. Gesellschaft in Basel, 4.—10. Sept. 1910. (Ecl. geol. Helv. 11. 302—309. 1910.)

2. A. Buxtorf: Bericht über die Exkursionen der Schweizer geologischen Gesellschaft in die Umgebung von Aesch—Grellingen und das Clos du Doubs. (Ibid. 310—323. Taf. II. 1910.)

Die Exkursion nach Aesch und Grellingen wurde von Dr. E. GREPPIN geführt, der diese Gegend geologisch kartiert (das Blatt „Blauen“ ist bereits erschienen), die ins Clos du Doubs von A. BUXTORF, der über das Gebiet bereits früher eine Mitteilung veröffentlicht hat. (Vergl. dies. Jahrb. 1910. I. -406-.)

Otto Wilckens.

1. O. Schlagintweit: Die tektonischen Verhältnisse in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal. Inaug.-Diss. Bonn. 29 p. 1 Taf. München 1907.

2. —: Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 60. 198—272. Taf. XIV. 1908.)

Das untersuchte Gebiet liegt in der sogen. Ofenpaßgruppe, und zwar teils in der Umbrailgruppe der Münstertaler Alpen, teils in der Foscagno- und Campogruppe der Livigno-Alpen, teils auf italienischem, teils auf schweizerischem Gebiet. Die Gesteinsfolge beginnt mit Gneisen, „Casanna-schiefern“ (worin wohl viele verdrückte und geschieferte Eruptiva stecken) und Eruptivis, wie Diorit und Diabasporphyr. Verf. bezeichnet sie zusammenfassend als „das Kristallin“. Sie sind älter als der Verrucano. Dies gilt nicht so sicher für die Marmore, die in den kristallinen Gesteinen stecken und vielleicht triadisch sind. Die kristallinen Gesteine bilden im Süden eine größere geschlossene Masse. Dort werden sie von typischen roten und grünen Verrucanokonglomeraten stratigraphisch über-, tektonisch unterlagert, mit denen auch feinkörnige Sandsteine vergesellschaftet sind, die Buntsandstein sein könnten. Die Mächtigkeit beträgt 200 m. Im Norden findet man nur am Nordabfall des Piz Lad einen verrucanoähnlichen Schiefer, auch am M. Solena kommt etwas Verrucano vor.

Die schwierige Gliederbarkeit der Triasdolomite wird vom Verf. gebührend hervorgehoben. Fossilien fehlen und die Lagerungsverhältnisse sind kompliziert. SCHLAGINTWEIT unterscheidet nur einen untertriadischen und einen obertriadischen Dolomit. In keinem Profil treten beide übereinander auf.

Untertriadischer Dolomit. a) Im Süden des Gebietes. Bei Alp Trela, am Eingang in die Valle Corta (etwa halbwegs zwischen Livigno und Bormio), beobachtet man über dem Verrucano: tonigen Dolomit mit Quarzkörnern, dunkle, bräunlich verwitternde Dolomitreccie, schwarzen, hellgrau verwitternden Dolomit mit Diploporen, schwarzen, zuckerkörnigen Dolomit, graue, mergelige, dünnbankige Dolomite mit vielen Ton- und Asphalt-schmitzen und endlich grauen, dichten Dolomit ohne Bankung mit undeutlichen organischen Resten. b) Im Norden des Gebietes läßt sich am Piz Lad die Auflagerung von dünnbankigen, grauen, mürben Dolomiten auf den (allerdings fraglichen) Verrucano beobachten. Es finden sich darin dünne Gipslager; manchmal ist das Gestein löcherig und porös. Über ihm folgen 10 m Spilit, die Basis einer höheren Schuppe bildend und von gelber, selten grauer Rauhwacke über-

lagert. Es ist die „untere“ Rauhwanke des benachbarten, von ZOEPPRITZ untersuchten Gebietes. Sie enthält Brocken von kristallinem Gestein. Die über dieser Rauhwanke folgenden Dolomite, die die Berge um den Laida Rims und den Piz Schumbraida aufbauen, sind teils von hellgrauer oder gelblicher Verwitterungsfarbe — „gelbe Dolomite“ —, vorwiegend dünnbankig, reich an Tonschiefer- und Mergelkalklagen, teils grau bis bräunlichrot — „graue Dolomite“ —, dabei klotziger, mit mächtigerer Bankung. Im Dolomit des Piz Umbrail tritt eine Breccie aus Dolomitbrocken auf, die z. T. aus dunklem, sandigem, fein gestreiftem Dolomit bestehen. Sie erinnert an Vorkommen im Plessurgebirge. Am Südfuß des Punta di Rims liegt Gips tiefer als „grauer“ Dolomit, aber, wie weiterhin beobachtbar, über und unter kristallinem Gestein, also in anormalem Kontakt. Über das Alter der „gelben“ und „grauen“ Dolomite kann man nur Vermutungen hegen. Wenn die gelbe Rauhwanke am Piz Lad untere Rauhwanke ist, so wäre der „gelbe“ Dolomit Muschelkalk, der „graue“ könnte ladinisch sein. Die Tonschieferbänke des untertriadischen Dolomits ähneln den sogen. „Raibler Schichten“ am Ofenpaß, deren „Raibler“ Alter aber ganz unsicher ist. Wenn die gelbe Rauhwanke am Piz Lad Raibler Alter hat, so wäre der „graue“ Dolomit norisch oder die ganze Schichtfolge wäre verkehrt — dann wäre er ladinisch.

Der obertriadische Dolomit zeichnet sich besonders durch seine gute Schichtung und den auffallenden Wechsel von hellen und dunklen Bänken aus. Mürbe, tonige Lagen schalten sich zwischen die dickeren Bänke. Im frischen Bruch sind die Dolomite schwarz. Häufig sind *Lithodendron*(?)-Bänke, bei denen allerdings Korallenstruktur nicht mehr erkennbar ist. Sie scheinen an keinen bestimmten Horizont gebunden zu sein. Zuweilen treten Breccien [oder, da die Komponenten gerundet, Konglomerate] mit nur dolomitischen Komponenten auf. Sehr charakteristisch sind dünnplattige, etwas tonige, schwarze Kalkschiefer mit dunklen Punkten auf den Schichtflächen. Gelegentlich findet man in dem obertriadischen Dolomit Schnecken- und Brachiopodendurchschnitte, am Scalapasse kleine Seeigelstacheln. Als Hangendes des Dolomits und Liegendes des Rhäts finden sich schwarze, feinkristallinische Kalkbänke mit *Rissoa alpina* und *Turbo solitarius*, sowie seltenen Foraminiferen. Diese Kalke entsprechen ziemlich den Plattenkalken der Bayrischen Alpen. Ihr Auftreten beweist, daß der „obertriadische Dolomit“ z. T. Hauptdolomit ist.

Das Rhät besteht aus herbstlaubfarbigen Schiefen, Schieferletten, Mergeln und Kalken, die oft starke Druckwirkungen aufweisen. Gute Fossilien lieferten die Mergel vom M. Lapare und Crapene, darunter *Avicula contorta*.

Nur im Westen des Gebietes ist Lias erhalten. Er beginnt entweder mit Hornsteinkalken, deren Abgrenzung gegen das Rhät sehr schwierig ist, oder mit Konglomeraten, deren Dolomit- und Rhätkalkkomponenten manchmal Kindskopfgröße erreichen. An Stelle der Konglomerate, die vollständig mit der Hornfluhbreccie übereinstimmen, finden sich auch Crinoidenbreccien und Spongienkieselkalke. Endlich finden sich

auch Algäuschichten, gelbliche, graue oder schwarze schieferige Mergel in Wechsellagerung mit graublauen, gelblich verwitternden Mergelkalken mit Flecken von Fucoïden. In der Valle Torta fanden sich darin Arieten und Belemniten.

Tektonik.

Den im wesentlichen aus nordfallender oberer Trias bestehenden einheitlichen Zug, der mit SO.-Richtung aus der Gegend von Livigno bis in die Ortlergruppe hineinstreicht, nennt SCHLAGINTWEIT (weil die Quellen der Adda darin liegen) Addascholle.

Die Rhät- und Liasgesteine dieses Zuges sind die unmittelbare Fortsetzung desjenigen, den ZOEPPRITZ vom Piz Blaisum bis zum Spöl verfolgt hat. Im Norden ist obertriadischer Dolomit über sie hinübergeschoben. Im östlichen, größeren Teile stellt die Zone eine südwärts übergelegte, symmetrische Mulde mit isoklinalen, nach Norden fallenden Schenkeln dar, die im Osten gedoppelt wird. Lias ist hier im Kern nicht mehr vorhanden. Die Addascholle setzt sich direkt in die Trias des Ortlers fort. Wie dieser ist die Addascholle als autochthon zu betrachten.

Südlich der Addascholle liegen steil nach Süden fallende Gesteine von älterer Trias, die scharf diskordant an den nordfallenden obertriadischen Dolomit, ja im Westen direkt an Rhät anstoßen. Auf dem südfallenden untertriadischen Dolomit liegt Verrucano und kristallines Gestein; es handelt sich um einen übergeschobenen Faltenschenkel. Durch Annahme von Brüchen kann man das Schwimmen von Verrucano und Kristallin auf dem Dolomit nicht erklären. Die Störungslinie Livigno—Bormio ist eine Überschiebung. Ihre Fläche fällt steil nach Süden, einzeln — eine lokale Unregelmäßigkeit — auch nach Norden. Diese Fläche schneidet die Falten der Addascholle, ihre Fortsetzung zum Königsjoch die des Ortlergebirges schräg ab. Südlich von dem untertriadischen Dolomit und dem Verrucano dieser „Überschiebungsreste im Süden“ liegen kristalline Schiefer. [Diese Region nennt SCHLAGINTWEIT „das kristalline Vorland im Süden“. Dieser Ausdruck ist zum mindesten mißverständlich. Denn da SCHLAGINTWEIT einen Schub nach Norden annimmt, so kann der Kern einer nordwärts gerichteten Antiklinale oder Schubmasse nicht gut als Vorland bezeichnet werden. Ref.] Diese kristallinen Schiefer enthalten bei Isolaccia eine starke verquetschte Dolomitmulde.

Im Norden trägt die Addascholle gewaltige Schubmassen, deren zwei übereinanderliegen, die Braulioscholle und die Chazforascholle.

Die Überschiebungsfläche, auf der die Braulioscholle die Addascholle überlagert, fällt bald steil nach Norden (M. Radisca, M. Braulio), bald liegt sie flach (Dolomitfenster nördlich des M. Scorzuzzo). Unter den kristallinen Gesteinen, die die Basis der Deckscholle bilden, liegt gelegentlich untertriadischer Dolomit als Rest des ausgewalzten Mittelschenkels. Derselbe legt sich mancherwärts auch, mit Unterdrückung der kristallinen Basis, direkt auf das Rhät oder den obertriadischen Dolomit der Addascholle. Wo Dolomit auf Dolomit ruht, ist es schwer, die Überschiebungslinie genau zu ziehen; aber die weit verbreiteten kleinen Schollen kristal-

liner Gesteine sind ein gutes Kriterium. Sie erlauben die Verfolgung der Braulioüberschiebung auch noch unter dem M. Cornaccia und der Cima la Casina. Im Gebiete des M. Solena senkt sich die Braulioscholle tief in die Addascholle ein. Östlich des M. Cornaccia findet sich eine Unterbrechung in der Braulioscholle, die vom M. Schumbraila aus einen nordwestlichen Ausläufer entsendet, während in der Val da Tea fondata und Val Schumbraila die Dolomite der Addascholle liegen. In sich ist die Braulioscholle z. T. sehr gestört. Ausquetschungen und Schuppungen haben stattgefunden. Ob die Dolomite des Piz Umbrail normal oder verkehrt auf dem Kristallinen liegen, läßt sich nicht entscheiden. Der M. Schumbraila besteht aus mehreren Schuppen, daher rührt die große Mächtigkeit seiner Dolomite. Die ganze Scholle senkt sich nach Norden, aber im Norden herrschen sehr komplizierte, unentwirrbare Lagerungsverhältnisse. Das Auftreten einer dünnen Lage von kristallinem Untergrund am Nordabhang des Piz Lad beweist den Aufbau des unteren Teiles dieses Berges aus zwei Schuppen.

Der Dolomit der Braulioscholle trägt Reste einer noch höheren Überschiebungsmasse. Das ist die nur in isolierten Kappen erhaltene „Chazforascholle“, die nur aus kristallinen Gesteinen besteht. Von den Höhen des Stilsfer Jochs kann man die Auflagerung dieser Klippen auf den Kamm Piz Umbrail—Piz Lad sehr schön erkennen. Die Auflagerungsfläche ist ziemlich unregelmäßig.

Vereinigt man die Tatsachen des Gebirgsbaus zu einem Gesamtbilde, so ergibt sich, daß die Addascholle im Süden und im Norden von den gleichen Gesteinen überschoben wird. Die Überschiebungsreste im Süden sind die rückwärtige Fortsetzung der Braulioscholle. Der untertriadische Dolomit im Süden entspricht demjenigen unter den kristallinen Gesteinen der Braulioscholle, ist also Mittelschenkel. Auf ihm ruht die große kristalline Masse, die ihrerseits wiederum Dolomit trägt, im Süden allerdings nur den kleinen Zeugen von Isolaccia. (Weiter westlich, in dem von ZOEPPRITZ untersuchten Gebiet, finden sich noch schmale Synklinale von Mesozoicum in den kristallinen Gesteinen.) Die südliche Überschiebungslinie setzt sich als solche sicher noch weiter nach Westen fort. Über die Beziehungen der Chazforascholle zu den höchsten Gneiskappen des Lischanngebietes läßt sich noch nichts Sicheres sagen.

Der Schub hat aus Süden stattgefunden; die nach Süden geöffneten Mulden der Addascholle sind nur eine lokale Ausnahmerecheinung; die Überschiebungsdecken setzen ja noch auf weite Erstreckung nach Norden fort. Am Südrand der Addascholle liegt die Wurzel der „ostalpinen Decke“ des Unterengadins. Bei der Überschiebung muß auf die Addascholle ein gewaltiger Druck ausgeübt sein, Stauungen führten in ihr zu sekundären Bewegungen gegen Süden. —

Die schöne Ausführung der geologischen Landschaftsbilder in der Abhandlung verdient besondere Hervorhebung. Otto Wilckens.

1. P. Arbenz: Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal bei Bonaduz und Rhäzüns. (Eclogae geol. Helv. 10. 729—731. 1909.)

P. Arbenz und W. Staub: Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündner Schiefer südlich von Bonaduz. (Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich. 55. 23—62. 1910.)

Die einzelnen Hügel und Sporne am Hinterrhein und in seiner Nachbarschaft, bei Bonaduz, Rhäzüns, Nundraus, Pardisla und Rodels haben wegen ihrer Lage zwischen dem Gebiet der normalen helvetischen Sedimente und dem der Bündner Schiefer immer wieder die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen. Schon THEOBALD waren im Jahre 1860 fast alle die Felsen bekannt, die die Verf. nun aufs neue und nach den Gesichtspunkten der fortgeschrittenen Forschung geologisch aufgenommen haben. Es sind dies von Norden gegen Süden

1. der Sporn von Isla bei Bonaduz,
2. der Hügel Plazas,
3. der St. Georgshügel,
4. der Malmsporn bei Rhäzüns,
5. der Schloßhügel von Rhäzüns,
6. die Crestas von Bonaduz und Rhäzüns,
7. das Versamer Tobel und die vermutet anstehenden Felsen im Flimser Bergsturz,
8. das Rheinbord zwischen Rhäzüns und Nundraus,
9. die Sporne von Nundraus,
10. die Triasfelsen von Pardisla und Rodels im Domleschg.

Alle diese Vorkommen werden in der vorliegenden Abhandlung, z. T. unter Beigabe von Profilen und Ansichten, genau beschrieben. Die allgemeinen Ergebnisse der Untersuchung sind folgende:

In den genannten Felsen, die aus Verrucano, Trias, Dogger — Lias fehlt! — und Malm bestehen, ist das Fallen meist gegen Nordwesten gerichtet, also gerade entgegengesetzt wie im Gebiet der Bündner Schiefer. Ferner konnten die Verf. eine NS. bis NW.—SO. streichende Querfaltung nachweisen. Die genannten Hügel stehen nach keiner Richtung mit einer der benachbarten Zonen in direkter Verbindung. So kann man ihre tektonische Stellung, die wegen der allgemein im Vorderrheintal angenommenen Wurzel der helvetischen Decke von besonderem Interesse ist, nur aus ihrer Fazies erschließen. Solche vergleichend stratigraphischen Untersuchungen waren nicht ganz leicht, weil Trias, Dogger und Malm der einzelnen helvetischen Decken und das wurzelnde helvetische Gebirge in dieser Hinsicht längst nicht so genau durchforscht sind wie die Kreide. Immerhin läßt sich darüber folgendes sagen:

Der rote, oft grobkonglomeratische Verrucano findet sich in der nördlichen Abdachung der Glarner Decken. Auf der Kulminationshöhe und auf der Südabdachung derselben ist er meist grün und schieferig. In

der Trias zeigen sich außer der Beschränkung von mächtiger dolomitischer Rauhwacke auf die Mürtschendecke keine konstanten Unterschiede. Im speziellen fehlen oder existieren die Quartenschiefer ganz unregelmäßig. Der Lias ist in der autochthonen Region unsicher; bei Tamins und an der Goldenen Sonne am Calanda fehlt er bestimmt. Er fehlt ferner ganz der Mürtschen- und der Glarner Decke, ist dagegen in der Axen- und Säntisdecke der Kantone Glarus und St. Gallen sehr mächtig entwickelt. Der Dogger zeigt in Ausbildung und Mächtigkeit große Verschiedenheiten. Der Malm bietet wenig Charakteristisches.

Vergleicht man nun die Bonaduzer Region mit der nahen autochthonen Zone des Calanda, mit der Glarner und mit der Mürtschen-Decke, so ergibt sich, daß an eine Verbindung derselben mit der Mürtschen- oder einer höheren Decke wegen der großen Faziesdifferenzen nicht gedacht werden kann, namentlich wegen des mächtigeren Doggers und des stark entwickelten Lias (in den Decken über der Mürtschendecke). Wenn überhaupt eine Decke bei Bonaduz wurzelt, so könnte es der Fazies nach nur die Glarner Decke sein. Wahrscheinlicher aber ist noch, daß die Bonaduzer Zone zum Autochthonen gehört. Eine sichere Entscheidung dieser Frage versprechen sich die Verf. erst von einer petrographisch-tektonischen Untersuchung der großen Verrucanomasse von Obersaxen—Brigels und Ilanz [die nach KÖNIGSBERGER z. T. nordwärts geschobenes Gotthardmassiv ist, eine Auffassung, die sich im Prinzip mit derjenigen von ARBENZ deckt, der in Nr. 1 den Nordrand des Gotthardmassivs als stark übergeschoben anspricht. Ref.].

Bereits 1891 hat C. SCHMIDT die Gesteine von Bonaduz als typisch helvetisch bezeichnet; sie stellten keinen Übergang zu den Bündner Schiefern dar. ROTHPLETZ kommt 1894 zur Vorstellung einer Überschiebung der Bündner Schiefer über das helvetische Gebiet. C. SCHMIDT erklärt dann 1907 das Vorderrheintal für eine tektonische Narbe, d. h. er nimmt an, daß die Wurzeln der helvetischen Decken mitsamt denjenigen der Klippen- und der Brecciendecke dort von den Bündner Schiefern übergeschoben werden. Für die helvetischen Decken schließen sich die Verf. der Auffassung C. SCHMIDT's an. Das südlichste Vorkommen helvetischer Schichten liegt bei Nundraus zwischen Rhäzüns und Rotenbrunnen. Hier befindet sich ein Fenster in den übergeschobenen Bündner Schiefern. (Vielleicht ist der Felsen von Pardisla ein noch südlicheres Fenster.) Die Bündner Schiefer überschieben also ein Gebiet, wo eine Wurzel einer helvetischen Decke nicht nachgewiesen werden kann, sondern das wahrscheinlich autochthon ist. Die Überschiebung ist auf 2,5—3 km sicher nachweisbar (bis Pardisla wären es 6 km). Wollte man den ursprünglichen Stirnrand dieser Überschiebung in der nördlichsten Breite annehmen, wo in der dortigen Gegend noch Bündner Schiefer vorkommen — das wäre Landquart —, so würde sie sich einst bis über den Scheitel des Aar-massivs erstreckt haben. Wahrscheinlich hat dieses letztere aber eine stauende Wirkung ausgeübt, und erst wo es ostwärts untertaucht, drang die Decke so weit vor.

Wie im Wallis nördlich von Siders und Sitten die Glanzschiefer auf Helveticum übergeschoben sind, so hier bei Bonaduz ganz analog die Bündner Schiefer. Dort sind die Schiefer die Umhüllung der penninischen Decken, hier die Sedimenthüllen der von SCHARDT [nicht von ARGAND, wie die Verf. schreiben. Ref.] mit jenen parallelisierten Bündner Gneisdeckfalten. Es handelt sich also um ein und dieselbe Überschiebung, die man die „penninische“ nennen kann.

Auffallend ist, daß die Bündner Schiefer mit einer unebenen Auflagerungsfläche auf den nach Süden schauenden Schichtköpfen des Helveticums liegen. Die fehlenden Partien sind ausgequetscht oder weggeschoben oder sie sind erodiert. Ersteres wäre wohl denkbar. Die Bündner Schiefer können sich an dem südwärts schauenden Knie der Deckenwurzeln und des Autochthonen gestaut und dann eine Bresche in den helvetischen Wall gelegt haben. Oder die Wurzelregion wäre erodiert und dann wären die Schiefer übergeschoben. Das Absinken der Glarner Überschiebungen von 3000 m über dem Gipfel des Calanda auf 7 km Distanz abwärts nach Osten bis auf 550 m ist nicht leicht verständlich, zumal da südlich des zur Säntisdecke gehörenden Fläscherberges alle Spuren der untertauchenden Decken fehlen.

Otto Wilckens.

Herm. Meyer: Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassivs im südlichen Graubünden. (Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. B. 17. 130—177. Taf. IV—VI, 1909.)

Das Untersuchungsgebiet des Verf.'s liegt in der Gruppe des Piz Curver auf der Ostseite der Tallandschaft Schams, deren Hauptort Andeer ist. Es befindet sich am Nordrande der Tessiner Gneissmassive und speziell des von diesem nach Norden vorstoßenden, von Rofnaporphyr gebildeten Surettamassivs. Die nach SO. fallende Schichtfolge, die sich auf dies Massiv auflagert, besteht aus mehreren Folgen vom ältesten bis jüngsten. Auf der geologischen Karte erscheinen diese Schichtserien als Zonen; daher spricht Verf. von „Überschiebungszonen“; denn als tektonisches Hauptelement des Gebiets sind Überschiebungen anzunehmen.

Außer dem Surettamassiv ist auch das Gebiet der Prättigau- oder Viamalasschiefer [wie Verf., den Ausdruck Bündnerschiefer vermeidend, sagt] überschoben. Diese Schiefer sind in MEYER'S Gebiet meist feste, dunkle, fein brecciöse Kalke mit dolomitischen und Quarzkomponenten, lokal mit groben Breccien. An Fossilien haben sich nur schlecht erhaltene Foraminiferen gefunden.

Die erste der „Überschiebungszonen“ ist die:

I. Zone der Marmore (Mächtigkeit etwa 360 m). Ihr tiefstes Glied ist Rauchwacke, ein leuchtend gelbes, meist stark löcheriges, vielfach grob brecciöses Gestein, stets ohne Gipsbegleitung. Dann folgen dünne, schwarze, schalige, stets kalkfreie Schiefer, graugrüner Quarzit, kalkige Quarzite, quarzitisches Kalke und schieferige Kalke; MEYER hält diesen ganzen Komplex für triadisch [nicht „triasisch“, sondern dann doch

wenigstens „triassisch“. Ref.]. In den schwarzen Schiefen wurde unter der Lokalität Plaunatsch als Einlagerungen ein Fetzen von Rofnaporphyr, ein dunkelblaugrüner, sehr zäher Dolomit und, etwas häufiger, ein auf den ersten Blick etwa an Verrucano erinnerndes, aber an sekundärem Kalk reiches, grünliches Gestein beobachtet. Die kalkigen Quarzite sind rotbraun, oft plattig abgesondert. Nach Behandlung mit HCl sind sie noch ganz fest und widerstandsfähig, während die quarzitischen Kalke dann nur noch ein lockeres, zerreibliches Gebilde darstellen. Durch Zurücktreten des Quarzes und Zunahme des Ton- und Glimmergehaltes entstehen die schieferigen Kalke, Gesteine von wechselndem Habitus, aber durch Übergänge verbunden. Eine besonders charakteristische Varietät sind stark schieferige Kalke mit mächtigen, grünen, sericitischen Glimmermassen. Diese werden meist rauchwackenähnlich [das Wort „Verrauchwackung“ ist doch etwas unschön. Ref.]

In diesem Triaskomplex finden sich gelegentlich in geringer Mächtigkeit dunkelblauer Marmor und ein dunkler, brecciöser Kalk, die Verf. für jurassisch halten möchte. Sicher jünger als alle diese Gesteine ist dann ein sehr reiner, weißer, kristalliner Marmor, den Verf. als Tithon betrachtet.

In dieser Zone I stellen sich weiter nach Süden grobe Breccien ein.

II. Die Zone der unteren Breccie (Mächtigkeit 150—180 m) besteht nur aus einer Basis von Rofnaporphyr und einer Auflagerung von Breccie und fein brecciösen Kalken. Der Rofnaporphyr ist außerordentlich stark gepreßt und läßt sich mancherwärts leicht in Platten spalten. Über diesem kristallinen Untergrunde liegt eine Breccie, deren Komponenten Kalksteine, Dolomite, Marmore und Rofnaporphyr sowie ein juliergranitartiges Gestein sind. Als Grundmasse tritt ein dunkler, kristalliner Kalk oder ein gelb staubig anwitternder Kalk auf. Verf. betrachtet dies Seditment als Falknisbreccie (Tithon). Die Grundmasse kann manchmal meterweit frei von Komponenten sein, manchmal herrschen die kristallinen Komponenten ganz vor. Letzteres ist namentlich an der Alp Taspin der Fall. HEIM hat diese kristalline Fazies, in der viel von dem julierartigen Granit vorhanden, „Taspinit“ genannt, ein Name, der wohl am besten zu streichen ist.

Plattige, fein brecciöse Kalke über der Flaknisbreccie haben *Globigerina*, *Textularia*, *Miliola* und wahrscheinlich *Diplopora Mühlbergii* LORENZ geliefert. Vielleicht sind sie untere Kreide.

III. Zone der oberen Breccie (Mächtigkeit etwa 240 m). Die Trias dieser Zone bildet im Hangenden der Falknisbreccie eine leuchtend gelbe, löcherige Rauchwacke, die oft brecciös ist und Stücke von dunklem und hellem Dolomit, Quarz und vor allem von violetten und hellgrünen quartenschieferähnlichen Gesteinen führt, was alles in der Rauchwacke des Rofnamassivs nicht vorkommt. Oft finden sich mit der Rauchwacke mächtige Gipsstöcke. Ferner treten ein weißlicher, orange verwitternder Dolomit und quartenschieferähnliche Gesteine auf. Ferner finden sich in kleinen Partien und sehr verwickelter Lagerung Gesteine von „inner-

alpinem Habitus“, so ein dunkelblauer, plattiger bis schieferiger und ein gelber, vielfach brecciöser Dolomit.

Weitere Gesteine der Trias der III. Zone sind weißer, grau anwitternder Marmor, graublauer Marmor, dunkle, dolomitische Breccie mit Crinoidenstielgliedern, plattige, glimmerige, grüne Schiefer. Der höchste Horizont sind blauschwarze Kalke, milde tonige Schiefer und oolithischer Dolomit des Rhät mit *Myophoria postera* Qu., *Pecten*, *Avicula*, *Nucula*, *Chemnitzia*, *Zeilleria*, *Rhabdophyllia*, *Lithodendron*.

Auf Plaun la Botta sind die Schichten über dem Rhät gut verfolgbar. Es sind Kalke, z. T. mit Kieselbändern, mit *Pecten*, *Aegoceras Jamesoni*, *Polymorphites polymorphus*, *Lytoceras*, *Phylloceras* und Belemniten aus der Gruppe der *paxillosus*. Dies ist Lias. Darüber liegen Schiefer aller Art und darüber eine 8—10 m mächtige, grobe Breccie, die mit der Chablaisbreccie und „brèche du Télégraphe“ Ähnlichkeit besitzt, während allerdings das Alter ein anderes ist, da es sich mindestens um obere Kreide handeln muß. Komponenten der Breccie sind meist dunkle und helle Dolomite, selten kleine Quarzbrocken (nie grüner Granit), und endlich ein schwarzer Kalk mit winzigen verkieselten Bivalven, Echinodermenresten und Foraminiferen, darunter eine *Orbitulina*. Auf der Alp Taspin geht die Breccie in eine feine Crinoidenbreccie mit *Pentacrinus* und *Bourguetocrinus* über. Mit der oberen Breccie kommt oft ein weißer Marmor vor, der *Ellipsactinia*-artige Reste führt, also Tithon wäre.

IV. Zone der Ophiolithe (600 m mächtig). Sie bildet die Masse des Piz Curvèr und besitzt nach dem Oberhalbstein zu eine weite Verbreitung. Die Basis dieser Zone bildet Rofnaporphyr, der auf der Alp Foppa auf dem letzterwähnten weißen Marmor der Zone III liegt. Der Rofnaporphyr ist etwa 15 m mächtig. Seine chemische Zusammensetzung (B) ist ebenso wie diejenige des Rofnaporphyr's an der Basis der Zone der unteren Breccie (A) durch Fräulein SAHLBOHM in Basel festgestellt:

	A.	B.
Si O ₂	66,26	70,62
Ti O ₂	0,38	0,30
Al ₂ O ₃	20,54	15,14
Fe ₂ O ₃	1,16	0,75
Fe O	2,05	2,48
Ca O	0,44	1,27
Mg O	1,33	1,39
K ₂ O	4,93	4,37
Na ₂ O	1,95	2,53
H ₂ O (a)	0,08	0,05
H ₂ O (b)	1,20	1,55
	100,32	100,45

H₂O (a) = Wassergehalt bei 105°.

H₂O (b) = „ beim Glühen.

A. Erstes Rofnaporphyrband unter der Zone der unteren Breccie von Bavugls.

B. Zweites Rofnaporphyrband unter der Zone der Ophiolithe [oder wie Verf. hier schreibt „Schieferzone“. Ref.].

Zur Trias dieser „Zone“ ist ein graugrüner Quarzit sowie ein weißer, kristallinischer, flaserig von grünen Glimmerhäuten durchwobener Kalk zu rechnen, der gelegentlich Bänder von sandigem, gelbem, brecciösem Dolomit enthält.

Darüber folgen Schiefer. Unten sind sie fein brecciös und verdienen die Bezeichnung Quarzsandstein. Dann kommen dunkle, schieferige Kalke mit schwarzen kalkfreien Schiefen. Auf der Gipfelmasse des Piz Curvèr liegen dunkelblaue, rotbraun anwitternde Dolomite. MEYER betrachtet diese ganzen Gesteine als Jura.

In den unteren Teilen dieser Schiefermassen treten Ophiolithe, nämlich Gabbro, Diabas, Variolith — zumeist stark geschiefert und serpentiniert — sowie Opicalcit auf.

V. Zone der ostalpinen Trias. Diese findet sich am Piz Toissa als westlichster Ausläufer des Oberhalbsteiner Gebietes der ostalpinen Trias. Verf. hat sie nicht näher untersucht. Am Piz Gurschus entdeckte MEYER an 2 Stellen in Kalken und Dolomiten Diploporen.

Tektonik. Im großen und ganzen liegen die „Zonen“ flach übereinander. Drei quer verlaufende Linien treten besonders hervor: Am 1. Pignieuer Bach fällt das Roffnamassiv in die Tiefe. Die Zone der Marmore schließt sich eng an dieses an, geht aber nicht über den 2. Reischenbach hinüber. Ebenso ist hier das Nordende der Zone der unteren Breccie. Andererseits werden die Viamalasschiefer und die Zone der oberen Breccie hier plötzlich mächtiger. Eine 3. markante Grenze ist durch die übereinander erfolgende Endigung der Marmorbänder in der Zone der Marmore, der basalen Rofnaporphyrbänder in der Zone der unteren Breccie und in der Ophiolithzone sowie durch eine kurze, aber scharfe Aufbiegung der Zone der oberen Breccie und der Schieferzone gegeben.

Durch ihre äußerst lebhafteste Faltung steht die „Zone der Marmore“ in einem gewissen Gegensatz zu den höheren Zonen. Der Tithonmarmor bildet mehrere liegende, z. T. verquetschte Synklinale in der Trias. Diese Faltung hat auch noch die Zone der unteren Breccie ergriffen; infolgedavon ist das liegende Rofnaporphyrband derselben in die Trias eingefaltet, die auf Tschananca beobachtet werden kann. Sehr kompliziert und reich an Verquetschungen ist das Nordende des Surettamassivs, von dem die Arbeit ein geologisch durchgearbeitetes Landschaftsbild enthält. Hier beobachtet man — um nur ein Beispiel herauszugreifen — zu „Casannaschiefern“ verdrückten Rofnaporphyr, verknetet mit quarzitischem Kalken der Trias, ferner auffallendere isolierte Blöcke von „inneralpinem Dolomit“.

Auf Verknetung ist es auch zurückzuführen, wenn die Falknisbreccie auf Plaun Pali und Madignas Schollen und Adern von Gips enthält. Die ganze „Zone der oberen Breccie“ läßt sich mit einem Kartenspiel vergleichen, „in dem die einzelnen Blätter wohl gemischt sind, im großen

und ganzen aber das Oben und Unten noch erhalten geblieben ist.“ Die mannigfaltigen Triasglieder kommen nicht in einem Profil übereinander, sondern an verschiedenen Stellen nebeneinander vor. Die Zone der oberen Breccie ist mit der Zone der Ophiolithe oft intensiv verfaltet. Die Schichtfolge ändert sich dann gelegentlich schon auf wenige Meter und es herrscht regelloses Durcheinander.

Der Gebirgsbau des Gebietes läßt sich am besten an der Hand der vom Verf. entworfenen Profile — eine geologische Spezialkarte ist nicht beigegeben — überblicken. Das allgemeine Streichen ist Nordost [die Angabe Nordwest auf Seite 30 ist wohl ein Druckfehler, Ref.]. Die höheren Decken zeigen weniger Faltung als die tieferen, doch sind die Decken als Ganzes z. T. relativ stark gefaltet. Darauf beruht u. a. das Vorkommen einer Rofnaporphyrsholle aus dem basalen Bande der Ophiolithzone bei Plaun la Botta auf der Zone der oberen Breccie. Die Überschiebungszonen senken sich gegen Osten. Daß wiederholte Überschiebungen vorhanden sind, geht daraus hervor, daß wiederholt Gebiete verschiedener fazieller Ausbildung durch sicher ältere Schichten getrennt sind. Ursprünglich muß Rofnaporphyr die Unterlage der Sedimente aller Zonen gewesen sein. Die Marmorzone liegt nur noch z. T. dem Rofnaporphyr auf. Sie ist in mechanischem Kontakt mit ihm. Die normal hangenden Sedimente des Rofna beobachtet man gut am Piz Grisch. Der Rofnaporphyr stellt, wie man auf der linken Seite des Hinterrheins resp. bei Sufers und Splügen feststellen kann, eine liegende Falte dar. Der Stirnrand dieser Faltendecke ist abgequetscht. Wegen der gleichartigen Übereinanderfolge und der ähnlichen Zusammensetzung identifiziert Verf. seine „Zonen“ mit den von STEINMANN in Graubünden unterschiedenen Decken in folgender Weise:

Zone der ostalpinen Trias	=	ostalpine Decke
„ „ Ophiolithe	=	rhätische „
„ „ oberen Breccie	=	Brecciendecke
„ „ Marmore	=	Klippendecke, südl. Zone
„ „ unteren Breccie	=	„ „ nördl. „

Im Rhätikon liegen die Marmore über der Falknisbreccie, hier darunter. Die „Zone“ der Marmore und die der unteren Breccie sind aber sehr eng verknüpft; die charakteristischen Gesteine beider Zonen sind in einer vorhanden. Tristelbreccie scheint im Schams auch vorzukommen. Das Alter der „oberen Breccie“ ist nicht dasselbe wie das der Chablais—Hornfluhbreccie. Man kann sie eher mit der von PAULCKE vom Piz Minschun im Unterengadin beschriebenen jüngeren Breccie vergleichen. Der Lias der Schamser Brecciendecke zeigt überraschende Ähnlichkeit mit dem des Antirhätikons. Die rhätische Decke ist auch sonst in Graubünden durch eine kristalline Basis ausgezeichnet. Die Ophiolithe finden sich im Schams meist in der Nähe gelbgrüner Sandsteine, ähnlich wie im Chablais und im Simmental. Mit dem Deckengebiet von Arosa kann man die ostalpine Decke ohne Unterbrechung verbinden; die Brecciendecke läßt sich bis Tiefen-

kasten verfolgen. Die Klippendecke endigt aber am Reischenbach. Die gemeinsame Unterlage des Plessurgebirges und des Schams wird von den Prätigauern Viamalaschiefern gebildet. Südwärts lassen sich Klippen- und Brecciendecke bis zum Stallerberg bei Juf verfolgen; „dann vereinigen sich die unterlagernden Schiefer, in denen vereinzelt Grünschiefer auftreten, mit den rhätischen Schiefen, die hier durch die mächtige Entwicklung der Eruptiva ausgezeichnet sind. In dem Winkel zwischen Suretta—Stellamassiv und dem kristallinen Kern der ostalpinen Decke finden also die lepontinischen Decken ihr Ende“. [Der Ausdruck „Zonen“ des Verf.'s ist hier im Referat beibehalten, obwohl derselbe nicht sehr glücklich gewählt ist. Verf. stellt sich doch ganz auf den Boden der Deckentheorie und hätte ebensogut von vornherein von Decken sprechen können. Ref.]

Otto Wilckens.

O. Welter: Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. (Ecl. geol. Helv. 10. 804—851. Taf. 21, 22. 1909.)

Im Gebiet zwischen dem Hinterrhein und dem Safiental im südlichen Graubünden beginnt die Schichtfolge mit dem Rofnagneis oder -porphyr, der nach RÜTSCHI ein mehr oder weniger metamorpher Orthoklas-Muscovit-Quarzporphyr ist. Außer in der geschlossenen Masse nördlich und südlich der Rofnaschlucht tritt er auch an der Burgruine von Splügen und, was besonders bemerkenswert ist, an der Nordwand des Steilerhorns und am Grat zwischen Steiler- und Teurihorn auf. Er erscheint ferner als Komponente in der Falknisbreccie.

Die jüngeren Gesteine bilden fünf übereinanderliegende Serien und zeigen in diesen teils verschiedene Ausbildung, teils ungleiche Verteilung.

Zur Serie I gehören Triasdolomit und -rauhwacke im Hangenden des Rofnaporphyr's und der „basale Bündnerschiefer“, der großen petrographischen Wechsel aufweist und bald als kalkfreier oder kalkhaltiger Tonschiefer, bald als Kalkphyllit, bald als in dünnen Platten spaltbarer Schieferkalk, bald als sandiger Kalk, als Kieselkalk, bald auch als Breccie mit kalkiger Grundmasse und nicht mehr als nußgroßen, kalkig-dolomitischen, scharfkantigen Komponenten ausgebildet ist. Der veränderte Zustand der Gesteine ist auf Dynamometamorphose zurückzuführen. Ihr Fossilinhalt ist sehr gering, nur einige Belemniten wurden an der Nordseite des Piz Beverin gefunden.

An der Basis der Serie II liegt bald Rauhwacke, bald Röthidolomit der Trias. Darüber liegen helle, blaugraue, kristalline, wohl gebankte Kalke mit Muscovitblättchen auf den Spaltflächen. *Paxillosus*-artige Belemniten erweisen ihr liassisches Alter. Sie gehen nach oben in harte, hochkristalline Kalke mit Korallen (darunter *Astrocoenia*) über, die an die tithonischen Sulzfluhkalke erinnern.

Über der zweiten Serie beginnt Serie III mit Triasdolomit. Er ist weiß, hellgrau, gelb bis gelbrot, verwittert gelb und staubig und stimmt

ganz mit dem Röhldolomit des helvetischen Faziesgebietes überein. Fossilien führt er nicht. In den oberen Lagen treten rote, grüne, violette Tonschiefer auf, die wohl als Quartenschiefer zu betrachten sind. Höher liegen Rauhacken, hier und da mit Gips, mit zahlreichen Fetzen grüner und roter Tonschiefer. Dann folgt ein Kalkschiefer mit Belemniten, der sowohl dem Liasschiefer der Serie II, wie auch gewissen „basalen“ Schiefen gleicht. Oben wird das Gestein brecciös und geht in polygene Konglomerate über. Diese sind als Falknisbreccie aufzufassen. Die Komponenten sind Kalkphyllit, Dolomit und kristalline Gesteine, das Bindemittel ist kalkig. Die kristallinen Komponenten erinnern an stark gepreßte Varietäten des Rofnaporphyr. Die Größe der Komponenten schwankt zwischen einer geringeren als Erbsengröße und 1 cm. Soweit der „Taspinit“ HEIM'S im Untersuchungsgebiet des Verf.'s liegt, ist er eine aus vorherrschend kristallinen Trümmern bestehende Falknisbreccie. Fossilfunde hat Verf. nicht darin gemacht; das Alter kann nur durch den Vergleich mit derselben Breccie des Rhätikons erschlossen werden.

Über Liasschiefer der Serie III liegt am Piz Tarantschun und am Runal derselbe rötliche Dolomit (Trias) wie derjenige der III. Serie. Er gehört an die Basis der Serie IV. Er wird überlagert von harten, kristallinen, grauen, seltener hellen, selten sandigen Kalken mit Belemniten, Crinoiden, Gryphäen (Lias).

Die Serie V wird von den Gesteinen der Splügener Kalkberge gebildet, die seit 1894 von allen Geologen als ostalpine Trias betrachtet werden. WELTER fand diese Auffassung beweisende Diploporen vom Typus der „*annulatae*“. Die außerordentliche Mannigfaltigkeit der Dolomite und Marmore der Splügener Kalkberge hat sich nicht entwirren lassen. Verf. betrachtet sie als große tektonische Einheit und stratigraphisch nicht entwirrbar. Dazu sind riesige Schutthalden vorhanden, die viel verdecken. Es gibt weiße, bläulichschwarze Marmore, rötliche, gelbe, blutrote Dolomite. In den Grauhörnern wurde eine Bank mit *Lithodendron*-artigen Gebilden gefunden. Ziemlich häufig tritt Rauhacke auf. In der Steilwand des Weißhornabsturzes über dem Weißhorngletscher in 2650 m Höhe entdeckte Verf. ein Band von schieferigem Rofnaporphyr mitten zwischen den Diploporendolomiten. Der Kontakt ist rein mechanisch. Auch am Grat zwischen Steiler- und Teurihorn tritt dieser Porphy auf, ein nur 20 cm dickes Band bildend. Desgleichen findet sich Porphy auf dem Grat zwischen Weißhorn und Krache. Der von HEIM auf der Steilenalp gefundene Serpentin konnte nicht wiederentdeckt werden.

Zum Schluß sind noch Schiefer unbekanntes Alters und unbekannter Zugehörigkeit vom Piz Calandari zu erwähnen, die den Curverschiefern der rhätischen Decke des Ost-Schams ähneln. Auch in den Splügener Kalkbergen kommt ein Fetzen davon vor.

Die Spuren der diluvialen Vergletscherung zeigen sich im Glazialrelief, in den Moränen und in den fluvioglazialen Terrassen im Tal von Andeer.

Tektonik: Die Tonschiefer und Kalkphyllite der Serie I bilden in endloser Wiederholung überall den Untergrund der anderen Serien.

Am Piz Tuff liegt darüber Lias und Tithon der Serie II und auf dem letzteren Triasdolomit der Serie III, auf den sich Rauhwacke, Liaskalkschiefer und Falknisbreccie lagern, welche letztere dann nochmals Trias und Lias trägt. Man findet keine verkehrten Mittelschenkel und keine Schichtumbiegungen. An den Pizzas d'Annarosa beobachtet man die Überlagerung des Malmes der Serie III durch die Diploporendolomite der Splügener Kalkberge. Diese letzteren bilden eine Deckscholle von 18 qkm Größe. Von allen Seiten tauchen die basalen Schiefer unter sie unter. Daß auch die Serie II und III sie unterteufen, erkennt man aus dem Auftreten verquetschter Reste derselben. Die Serie IV liegt ebenso wie V auf III. Daß sie zwischen III und V gehört, kann im West-Schams nicht direkt beobachtet werden, sondern ergibt sich aus den Lagerungsverhältnissen im Gebiet zwischen Hinterrhein und Oberhalbstein. Ein Vergleich mit der von STEINMANN, HOEK, v. SEIDLITZ und H. MEYER aus Graubünden beschriebenen Deckenfolge veranlaßt den Verf., die Serien II und III als Vertreter der Klippendecken, IV als Vertreterin der Brecciendecke, V als solche der ostalpinen Decke aufzufassen. Nur durch Deckenbau kann die wiederholte Übereinanderfolge der Reihe Trias-Malm erklärt werden.

Zahlreiche sekundäre Erscheinungen sprechen für den Überschiebungsbau, das linsenförmige Auftreten mancher Schichtglieder, der Wechsel in der Mächtigkeit, das Ausfallen dieser oder jener Stufe. Verfolgt man die Entwicklung über größere Strecken, vom Rhätikon zum Plessurgebirge und bis ins Schams, so zeigt sich ein bedeutendes An- und Abschwellen der einzelnen Decken. Die rhätische Decke z. B. ist im Rhätikon gut entwickelt, im Plessurgebirge sehr mächtig, im Ost-Schams beginnt eine Abnahme und im West-Schams ist sie bis auf unsichere Reste verschwunden. WELTER möchte diese Unregelmäßigkeit auf Längsstreckung zurückführen [doch können solche Auswülbungen und Anschwellungen sich vielleicht doch auch in der Schubrichtung vollziehen. Ref.]. Wie jede höhere Decke in der Schweiz im allgemeinen weiter nach Norden vorstößt, so sind in den Bündner Decken die höheren stratigraphischen Glieder im Norden mächtiger entwickelt als im Süden. So findet man in den Klippendecken nördlich des Oberhalbsteins fast keine Trias mehr. Selbstverständliche Voraussetzung bei dieser Auffassung ist Schub aus Süden. Im Süden zeigen die Gesteine der Decken auch eine mehr kristalline Beschaffenheit.

Die Serie IV ist, wie der Vergleich mit dem Ost-Schams ergibt, der Brecciendecke zuzuteilen.

Zwischen der Muotalta und den Pizzas d'Annarosa beobachtet man die Einschaltung von Quetschzonen zwischen Falknisbreccie und ostalpiner Decke, zu denen verschiedene der höheren Decken Beiträge geliefert haben dürften. Zwei kleine, SW.—NO. streichende Sättel in der Falknisbreccie der Muotalta dürften wie diese Zonen auf die Wucht des Deckenschubes zurückzuführen sein. Die kompliziertesten Erscheinungen bietet das Profil des Calandarigrates, an dessen Aufbau die erwähnten Schiefer unbekannter Zugehörigkeit einen wesentlichen Anteil nehmen. In Verquetschungen

macht sich der Einfluß der als „traineau écraseur“ wirksam gewesenen ostalpinen Decke noch nördlich des Piz Visan bemerkbar.

Dem Verhältnis zwischen den lepontinischen Decken und dem Rofnamassiv ist ein besonderer Abschnitt gewidmet. Zwischen Andeer und Sufers fallen die Sedimentärgesteine teils gegen den Rofnaporphyr ein, teils stehen sie steil. Schließlich nehmen sie eine überkippte Stellung ein, und südlich von Sufers befindet sich der Rofnagneis in verkehrter Lagerung, sein normales Hangendes taucht in der Quetschzone des Strahla-, Kisten- und anderer Tobel unter ihn unter. Der Gneis der Burgruine bei Splügen kann vielleicht als Komponente dieser Quetschzone betrachtet werden. Er ist eine Varietät des Rofnaporphyr und wird von Triasdolomit und Rauhwacke unterlagert. Bei Perfils, nordöstlich von Sufers, treten die Decken unter den Rofna, dessen Massiv also eine antiklinale Stellung besitzen muß. Er ist mit den auf ihm lagernden Decken nordwärts gewandert. Für die Erklärung des Abstoßens des Rofna an den Kalken von Surrobi oder Surobi, wie Verf. schreibt, muß man die Lagerungsverhältnisse am Piz Bevarin heranziehen, wo die untere und die obere Klippendecke sich gegen ein Widerlager von basalem Bündner Schiefer aufbäumen. Mit den Decken bewegte sich langsamer der Rofnaporphyr nach Norden und kam an den schon weiter vorgelegten Decken zum Stillstand. Eine am Punkt 2740 zwischen Seehorn und Schwarzhörner niedergebrachte Bohrung würde unter dem Rofnaporphyr Schichten der lepontinischen Decken antreffen. Diese sind synklynal unter den Rofna hinunter gefaltet, während die ostalpine Decke von dieser Faltung nicht mitbetroffen wurde. Der Rofnaporphyr liegt aber an der Basis des Bündner Schiefers, der lepontinischen und der ostalpinen Decke und muß in den Meeren, in denen sich diese Sedimente bildeten, ihre Unterlage gebildet haben.

Vor der Deckenbildung müssen die Gebiete a) des Bündner Schiefers, b) der unteren Klippendecke, c) der oberen Klippendecke, d) der Breccien-
decke, e) der Ophiolithdecke und f) der ostalpinen Decke von N. nach S. aufeinander gefolgt sein. In b, c, d und e ist die Ausbildung der Trias derjenigen des helvetischen Faziesbezirkes sehr ähnlich: Röthidolomit, Quartenschiefer, Rauhwacke, Gips. Der Lias von a bis d erscheint gleichartig, aber vom helvetischen verschieden, in der Bündner Schiefer- und unteren Klippenregion toniger als in den übrigen. Im Tithon treten dann größere Unterschiede hervor. Im Rhätikon liegt die Decke mit den Tithonkalken über der Decke mit der Falknisbreccie. Im Schams ist es umgekehrt. Man braucht daraus keineswegs auf eine andere Lagerung der Decken zu schließen, sondern kann diese Verhältnisse auch aus einem primären Wechsel von Falknisbreccien und koralligenem Kalk in den von N. nach S. aufeinanderfolgenden Meeresräumen erklären. Bei der Rekonstruktion der Fazies ergibt sich, daß im N. der nördlichen Klippenzone Falknisbreccie auftritt. Daraus schließt Verf., daß die in dem nördlich sich daran anschließenden Bündner Schiefer vorkommenden Breccien auch tithonisches Alter haben. Die Breccie des Roßälplibaches und des Rütli können Falknisbreccie der oberen Klippendecke oder des Bündner Schiefers sein.

Ein Versuch, den basalen Bündner Schiefer stratigraphisch oder tektonisch zu untersuchen, ist vom Verf. nicht unternommen.

Außer einer tabellarischen Übersicht über die Schichtfolge und Deckenfolge seines Gebietes gibt Verf. noch ein „Deckenschema in Graubünden“ mit einer Parallelisierung der Decken im West- und Ost-Schams, Plessurgebirge und Rhätikon.

[Das Gebiet um die Splügener Kalkberge hat durch die vorliegende Abhandlung eine wesentliche Aufklärung erfahren. Von den Bündner Schiefen sind die beiden Klippen- und die Brecciendecke abgetrennt worden. Bei der großen Arbeit, die in dieser Untersuchung steckt, ist es doppelt zu bedauern, daß die geologische Karte nicht schöner gedruckt ist, und zwar ist sowohl die Ausführung der Farben wie auch die altertümliche Beschriftung der Legende (und der Profile) zu beklagen. In der Schweiz werden so wunderschöne Karten gedruckt. Warum treten die Eclogae nicht mit einer wirklich leistungsfähigen lithographischen Anstalt in Verbindung? Ref.]

Otto Wilckens.

J. Koenigsberger: Über Kohle in Granatglimmerschiefen des Gotthard, über das vermutliche Alter dieser Gesteine und ihre Entstehung. (Ecl. geol. Helv. 10. 526—530. 1908.)

Der Gotthardgranit des zentralen Gotthardmassivs besitzt eine Randfazies, die man als Stellagneis bezeichnet. Dieser grenzt im Süden an einen Glimmergneis, der einen Wechsel aus hellen und dunklen Lagen aufweist. Letztere bestehen aus Quarz, Muscovit, Paragonitglimmer und Granat. Nach Süden zu geht das Gestein in Granathornblendeschiefer über und noch weiter südlich folgen die bekannten Hornblendegarbenschiefer. Weiter östlich, zwischen Giubing und Pusmeda, findet sich eine ähnliche Gesteinsfolge. (Der Sellagneis, der sich hier findet, läßt sich übrigens durch Val Cornera, Nalps, Cadlino verfolgen und bildet am Scopi den sogen. Kristallinagranit.) Der Sellagneis geht hier nach Süden in einen grauen Granatglimmerschiefer über, in dem schwarze Lagen mit Graphit und Kohle auftreten. Diese Lagen sind sehr zahlreich, 1—10 cm dick und enthalten etwa 5% Kohlenstoff (meist Graphit). Ein solcher Kohlengehalt findet sich in den Westalpen wohl nur in carbonischen Gesteinen. Auch hier ist prätriadisches Alter sicher; denn die Trias folgt erst weiter südlich bei Airolo. Bis dorthin, also etwa 2 km weit, reichten also Äquivalente des Carbons und des Perms. Der Gotthardgranit aber hat postcarbonisches Alter. Im Norden des Gotthardmassivs gibt es solche carbonische Schiefergesteine nicht; das Massiv hat also unsymmetrischen Bau. Die Umwandlung der Sedimente in Hornblendegesteine ist auf Umschmelzung durch das Magma zurückzuführen. Sicher posttriadische Schichten sind nie in Hornblendegesteine umgewandelt.

Die Serpentinmasse des Kastelhorns, die mit dem Granit gleichalterig ist und auffallenderweise nicht im Tunnel angetroffen wurde, dürfte auch durch Aufschmelzung entstanden sein. Ihre Randfazies und ebenso die

Hornblendegesteine am Taneda gleichen ganz den durch Umschmelzung der vermutlich carbonischen Sedimente entstandenen Gesteinstypen. Damit soll natürlich nicht gesagt sein, daß alle Serpentine in den alpinen Massiven ungeschmolzene Sedimente sind.

Otto Wilckens.

W. Salomon: Der Einbruch des Lötschbergtunnels. (Verh. d. Naturhist.-medizin. Vereins Heidelberg. N. F. 10. 1—6. 1909.)

Der Lötschbergtunnel schafft eine Verbindung Bern—Simplon quer durch das Berner Oberland. Sein Nordportal steht nahe dem Süden des Talbodens von Kandersteg. Nach etwa 2600 m tritt er unter die jungquartäre Auffüllung des Gasterenbodens, die man 60—70 m mächtig geglaubt hatte, die der Tunnel aber 180 m unter der Oberfläche anfuhr, so daß ein Einbruch von Sand, Schlamm und Wasser in ihm erfolgte (23. 7. 1908). Eine Versuchsbohrung im Gasterenboden war leider unterlassen. Die große Mächtigkeit der Auffüllungsmasse ist aus der Entstehung des Tales durch Gletschererosion zu erklären. Verf. gibt zum Schluß eine neue Tunneltrace an, bei der man den Anfang der ersten noch gebrauchen kann. Eine Beibehaltung der alten Linie und Tieferlegung des Tunnels dürfte technisch unmöglich sein.

Otto Wilckens.

Ch. Sarasin: *Révue géologique suisse de 1909.* (Ecl. geol. Helv. 11. 121—256. 1910.)

Referate über die im Jahre 1909 erschienenen, auf die Schweiz bezüglichen mineralogischen, petrographischen, geologischen und paläontologischen Arbeiten in französischer Sprache.

Otto Wilckens.

V. Uhlig: Über die Tektonik der Karpathen. (Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. 116. Abt. I. 871—982. 2 Taf. 1907.)

In der Einleitung der Schrift schließt Verf. sich der Deckentheorie für die Westalpen an und richtet an die österreichischen Geologen die ernste Mahnung, sich nicht prinzipiell gegen die Anwendung dieser Theorie auf die Ostalpen zu sträuben. Auch die Karpathen müssen jetzt unter dem Gesichtswinkel dieser Anschauung geprüft werden.

Die Sandsteinzone der West- und Zentralkarpathen, deren Überschiebung über das nördliche Vorland seit langem bekannt ist, zerfällt von N. nach S. in zwei Gebiete, deren Fazies, namentlich im Alttertiär, scharf getrennt ist. In der nördlichen, „subbeskidischen“ Zone besteht das Alttertiär aus blaugrauem Schieferton, Menilitschiefer, sogen. Kugelsandstein, Krosnoschichten, Ciężkowicer Sandstein und roten Tonen und enthält zahlreiche und große exotische Blöcke sowie viel Petroleum. In der südlichen „beskidischen“ Zone wird das Alttertiär von Magurasandstein, Belowezschiefer und bunten Tonen gebildet.

Sie führt wenige und kleine exotische Blöcke und wenig Petroleum. Die beskidische Decke zeigt von älteren Gesteinen: Grestener Schichten, gelbliche Mergelschiefer mit *Posidonomya alpina*, rote Knollenkalke mit Cardioceren und einer reichen Ammonitenfauna des Oxford (Catechowitz), graue Oxfordkalke mit *Aspidoceras* und Perisphincten, Inwalder, Stramberger und Kurowitzer Kalke (Unter- und Obertithon), ferner Quarzit, kristalline Schiefer und Granit. Ältere Gesteine als Tithon finden sich nur in Form von Blöcken und Klippen. Unterkreide und Tithon finden sich auch in der subbeskidischen Decke. Die entsprechenden Formationsglieder finden sich in der südlichen Klippenzone und in den Kerngebirgen in dieser Art nicht.

Die subbeskidische und die beskidische Zone stehen so miteinander in Berührung, daß die erstere unter die letztere einfällt. Beide sind Überschiebungsdecken. Die beskidische Decke zeigt Schuppenbau. Ihr Vorderrand ist ein Denudationsrand. Obercretaceische Schichten treten in ihr nur selten zutage, untercretaceische und jurassische sind auf den Außenrand beschränkt. Sie bilden hier tektonische Klippen, die als abgeschürfte Fragmente der Basis von der Decke mitgeschleppt sind. Man kann sie von Catechowitz in Mähren bis Rajbrot und Rzegocina in Galizien verfolgen. Weil die die Klippen umgebenden Sandsteine zahlreiche Blöcke von Jurakalk und kristallinem Gestein einschließen, möchte UHLIG tiefgehenden Denudationsvorgängen eine wichtige Rolle bei der Entstehung der Klippen zuschreiben, ebenso wegen des Vorkommens von Tithongeschieben im Grodischer Sandstein (Mittelneocom), von Tithon- und Granitgeschieben in den Ellgothter Schichten (oberes Aptien) und der Blockführung der Istebna-Schichten (Senon). Die große Hauptmasse der Unterkreide in Schlesien, Mähren, Galizien bildet ein großes geschlossenes Gebirge, das auf seinem Rücken im Süden die jüngeren beskidischen Gesteine trägt und im Norden von subbeskidischen Gesteinen unterteuft wird, die in den Tälern weit nach Süden vordringen. Das schlesische Neocom enthält zahlreiche Lagergänge basischer Gesteine (Teschenit und Pikrit). Die subbeskidischen Tertiärbildungen werden nicht davon durchdrungen; die Eruptive sind also wurzellos.

In Mittel- und Ostgalizien ist die Grenzlinie zwischen beskidischer und subbeskidischer Decke noch nicht genau festgestellt.

Die Fortsetzung der beskidischen Magurasandsteine nach Westen bilden die Marchsandsteine Mährens. Diese sind sehr reich an Blöcken, wie z. B. in der Gegend von Freistadt, wo geradezu eine „tektonische Moräne“ auftritt. Das Auftreten von sudetischem Material aus dem Untergrunde im beskidischen Alttertiär ist eine Ausnahme; im allgemeinen ist solches auf die subbeskidische Decke beschränkt.

„Am Südrande des Marsgebirges verschwindet die beskidische Decke unter den jungtertiären Bildungen des Wiener Beckens. In der Streichungsfortsetzung tauchen im Rohrwalde in Niederösterreich nördlich der Donau die Greifensteiner Sandsteine auf, die den Marchsandsteinen sehr ähnlich sehen. Man kann daher vermuten, daß die Greifensteiner Sandsteine die

Fortsetzung der Marchsandsteine und daher auch der beskidischen Decke bilden. Zu dieser Decke würden in den Nordalpen auch die obercretaceischen Gesteine des Bisamberges und Kahlenberges gehören, die in Mähren bei Wessely a. M. wiederkehren und den Ropianka- und Istebnaschichten der östlichen Region entsprechen. Da man guten Grund hat, diesen Teil der alpinen Sandsteinzone als Fortsetzung der helvetischen Region der Schweiz aufzufassen, so ergibt sich die weitere Schlußfolgerung, daß auch die beskidische Decke der Karpathen vermutlich dem helvetischen Deckenverbande gleichzustellen ist.“

Isoklinales Südfallen der Schichten herrscht in der subbeskidischen Decke ebenso wie in der beskidischen. Ihr Vorderrand ist die altbekannte Überschiebung der Sandsteinzone über das miocäne Salzgebirge des Vorlandes. Auch am Stirnrand dieser Decke kommen losgeschürfte Fetzen vor, doch dürften die von LIMANOWSKI als Deckschollen aufgefaßten Neocomvorkommen in der Decke dieser selbst angehören. Während die Gesteine der beskidischen Decke sich nach Osten beträchtlich ändern, bleiben die subbeskidischen vom Steinitzer Wald und Auspitzer Bergland in Mähren bis an das südöstliche Ende des Sandsteinbogens fast gleich.

Die niederösterreichisch-südmährischen Inselberge sind autochthone Unterlage, über die die subbeskidische Decke hinüberschoben ist. Das plötzliche Verschwinden der subbeskidischen Decke an der Thaya beruht auf Erosion. Sie hat sich früher jedenfalls an die Inselberge heranerstreckt. Das ehemals von der subbeskidischen Decke überspannte Gebiet nennt UHLIG das „niederösterreichische Fenster“. [Die Inselberge wären eher als ein autochthones „Halbfenster“ zu bezeichnen, wenn man nicht den umständlichen Ausdruck „autochthone, durch Erosion freigelegte Unterlage einer Decke“ gebrauchen will. Für den Begriff des „Fensters“ dürfte das Vorhandensein eines Rahmens notwendig sein. Ref.]

Was man früher als „nördliche Klippenzone“ bezeichnete, besteht aus drei tektonischen Elementen, nämlich den ebengenannten autochthonen Inselbergen, den subbeskidischen und den beskidischen Randklippen.

Bezüglich des Verhältnisses der außerkarpathischen zu den beskidischen und subbeskidischen Ablagerungen kommt UHLIG zu dem Ergebnis, daß während des Mesozoicums am Außenrande der Karpathenmeere ein breiter Vorlandsgürtel (ein „alter Wall“) existierte, der nur in gewissen Perioden und nur teilweise überflutet war, am meisten im Tithon. Diese Festlandsschranke hatte den dauerndsten Bestand in den Ostkarpathen; als allgemeinste Rückzungsperioden erscheinen Lias, Unterkreide und in geringem Grade die Trias. Während in den Alpen westlich des Rheines die postvariscische Schichtfolge einen allmählichen faziellen Übergang aus dem Vorlande ins Gebirge zeigen und der große Kontrast nicht zwischen „alpin und außeralpin“, sondern zwischen „helvetisch“ und „lepontinisch“ liegt, dehnt sich in den Karpathen die mediterrane Fazies nordwärts bis an diese Festlandsschranke aus.

Das Ausmaß der randlichen Karpathenüberschiebung über das Vorland ist unbekannt. Ihr Alter ist ein altmiocänes. Der von LIMANOWSKI

behauptete dinarische Ursprung der beskidischen Decke muß wegen des Mangels an faziellen Übereinstimmungen zwischen beiden Regionen und auch deshalb abgelehnt werden, weil dann die ganzen inneren Decken zwischen die einander so ähnliche beskidische und subbeskidische Decke gestellt werden müßten.

Die Innenzone der West- und Zentralkarpathen, im besonderen die hohe Tatra, war der Ausgangspunkt für die neuere Auffassung vom Bau der Karpathen [vergl. dies. Jahrb. 1909. I. - 419-). Wenn UHLIG, nachdem er schon 14 Jahre vor LUGEON fast die gleichen Profile gezeichnet hatte wie die, mit denen dieser 1903 herausplatzte, später Schub aus Norden annahm, so war die Veranlassung dazu besonders das merkwürdige Verhalten des Eocäns im Innern der Karpathen, das sich auf alle Formationen, vom Gneis bis zur Kreide, auflagert. Herrscht wirklich in der Tatra Deckenbau, so muß entweder die Überfaltung der Kerngebirge älter als das Tertiär oder aber die Eocänmasse nicht einheitlich, sondern aus 3 verschiedenen Partien zusammengesetzt sein, die der Hohen Tatra, der subtatrischen Zone der Niedern Tatra und der Kalkzone des inneren Gürtels angehören können. Es ist selbstverständlich, daß vor Ablagerung des Eocäns Bewegungen im Gebiet der Karpathen stattgefunden haben.

LIMANOWSKI'S Behauptung, daß die Klippen der südlichen Klippenzone einer über die tatrischen hingehenden Decke angehörten, wird durch die Tatsachen widerlegt. Nach allem, was man bis jetzt weiß, treten die Klippen von Süden und von unten her hervor. Die Klippenzone stellt ein selbständiges Glied des Gebirgsbaus dar, das die Kerngebirge unterteuft und eigenartige fazielle Charakterzüge trägt, so die Cenomankonglomerate und -sandsteine des Waagtales, die Puchower Mergel und die schiefrig-konglomeratischen Gaultschichten der Arva mit *Ammonites tardefurcatus*. Der ganze Charakter der Oberkreide zwingt zu dem Schluß, daß der ehemalige Bildungsraum der Klippenzone sich südlich an den beskidischen anschloß, aber nördlich des ostalpinen lag. Die eigentliche Flächenentwicklung der Klippenzone liegt unter der Hohen Tatra; diese schwimmt.

Die südliche Klippenzone zeigt namentlich in den Pieninen Pressungserscheinungen, Schuppungen, Zerstückelungen und Zertrümmerungen; Auswülfungen und Zerrungen fehlen. Die ganze Decke ist offenbar unter einer mächtigen Belastung einheitlich bewegt. Man kann ihre Erscheinung am besten mit der der lepontinischen Decken im Plessurgebirge bei Arosa vergleichen.

Im Gebiet der Klippenzone lassen sich in den Kalken des Doggers und des Malms zwei Fazies unterscheiden, die Hornsteinkalk- und die versteinungsreiche Fazies, oder die pieninische und subpieninische. Es scheint demnach, daß in der südlichen Klippenzone zwei Decken zweiter Ordnung auftreten, die als pieninische und subpieninische zu bezeichnen wären. Während wir von den beskidischen Decken nur die vorderen Teile kennen, sehen wir von den pieninischen nur die rückwärts

gelegenen. Darauf ist die geringe Entwicklung des Alttertiärs zurückzuführen, das dagegen in den vorderen Teilen der pieninischen Decke, die jetzt abgetragen sind, große Ausdehnung besaß.

Der unmittelbare Zusammenhang der pieninischen Klippenzone mit jenen Klippen, die am Nordrande der Ostalpen auftauchen, läßt sich wegen der Unterbrechung durch das Wiener Becken nicht direkt verfolgen. Bei beiden ist aber die Lagerung ganz ähnlich und die Fazies stimmen nahe überein, so daß die alte Anschauung von der Fortsetzung der alpinen Klippen in den pieninischen wohl zu Recht besteht. Gewiß finden sich auch Unterschiede, wie z. B. der Mangel an basischen Eruptivis in den Karpathen, aber die ganze Übereinstimmung ist so groß, daß man wohl die pieninischen Decken den lepontinischen Decken der Alpen gleichstellen kann. Die hochtatriischen Gesteine erinnern an die zentralalpinen (Tauern), die subtatriischen an die niederösterreichische Entwicklung, und zwar insofern, als die mittlere Trias stark dolomitisch ausgebildet und zumeist durch Lunzer Sandsteine und Reingrabener Schiefer überlagert wird, und Jura und Neocom hauptsächlich durch Fleckenmergel, Crinoiden- und Aptychengeresteine vertreten sind. In der subtatriischen Decke ist allerdings der Hauptdolomit durch bunte Tone vertreten, in der Untertrias kommen Quarzit- und Melaphyrdecken vor und die Gosauschichten fehlen. Diese Decke wäre mit Wahrscheinlichkeit als tiefste Teildecke des ostalpinen Deckensystems anzusprechen.

Der „innere Gürtel“ auf der Südseite der „Kerngebirge“ weist Kalke und Dolomite der Trias auf, die an die der Dachsteindecke der Ostalpen erinnern. Im Murányplateau, dem Zips-Gömörer Erzgebirge und im Bükkgebirge darf man, auch nach dem Jura zu urteilen, ostalpines Deckenland sehen. Im ungarischen Mittelgebirge zeigt sich dann Hineigung zur dinarischen Entwicklung. Eine Wanderung der hoch- und der subtatriischen Zone über das Mesozoicum oder das Paläozoicum des inneren Gürtels hinweg erscheint ausgeschlossen. Die Granlinie, d. h. die Grenzlinie zwischen dem Südrande der inneren Kerngebirgszone und dem Nordrande des inneren Gürtels, ist keine Wurzelregion. Deshalb kann der innere Gürtel kein Horst, nicht ein Stück variscisches Gebirge sein. Der innere Gürtel ist wohl Deckenland. Die Fortsetzung der Kerngebirge nach Süden ist unter ihm zu suchen.

Die Deckentektonik der Kerngebirge ist zwar etwas besser bekannt als der Bau des inneren Gürtels, aber es ist doch auch hier noch viel zu erforschen. Die Granite und andere kristalline Gesteine der Kerngebirge gehören, so viel bekannt, zur hochtatriischen Serie; alle kristallinen Kerne sind wahrscheinlich als hochtatriische Fenster in der subtatriischen Decke aufzufassen. Innerhalb der hochtatriischen und innerhalb der subtatriischen Decke kommen fazielle Unterschiede vor, namentlich in der ersteren. Die Verbindungslinie zwischen den einzelnen Kernen ist wohl nicht durch die Luft, sondern unterirdisch zu ziehen. UHLIG faßt sie als lokale Vorwölbungen einer zusammenhängenden Decke auf. Die ursprüngliche Überspannung mit mesozoischen Schichten ist z. T. erhalten.

Der innere Gürtel sieht dem Rückenschilde einer großen, flach gewölbten Decke gleich, die faziell dem ostalpinen System angehört. Auch das Bükkgebirge verrät nicht die Anwesenheit von Wurzeln. Auch das ungarische Mittelgebirge muß nach dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse als eine Decke, und zwar als die oberste des Karpathensystems angesprochen werden. Das ungarische Mittelgebirge ist ja früher als Fortsetzung eines alpinen Faltenbogens oder als autochthones ungefaltetes Gebirge betrachtet worden. Es kann aber sehr wohl Deckenland sein. Der Granitstock des Meleghegy bei Stuhlweißenburg erinnert an die Granitstöcke der Nordkarpathen. Freilich läßt sich seine wahre Bedeutung ebensowenig sicher erkennen, wie die des Fünfkirchener Gebirges und der ungarischen Tiefebene überhaupt. Über die Lage der Wurzeln der Karpathendecken wissen wir noch nichts.

Deckenbau ist für die Ostkarpathen schon von BERGERON und LIMANOWSKI erörtert, namentlich aber durch MUNTEANU-MURGOCI's schöne Untersuchungen nachgewiesen worden. In den Transsylvanischen Alpen existieren zwei Gesteinsgruppen, 1. unten kristalline Gesteine und darüber metamorphes Mesozoicum mit grünen Eruptivgesteinen und 2., darüber geschoben, wieder kristalline Gesteine und normales Mesozoicum. Die erstere Serie wird in dem gewaltigen Fenster des Paringu unter der zweiten sichtbar. LIMANOWSKI hat das Mesozoicum der tieferen Decke als Schistes lustrés bezeichnet, und UHLIG parallelisiert sie wegen ihrer Serpentin- und Diabasführung mit der lepontinischen Deckengruppe der Alpen. LIMANOWSKI hat die normale Sedimentserie der Ostkarpathen dinarisch genannt. Das ist aber nicht gerechtfertigt. UHLIG hat folgende Ansicht vom Gebirgsbau der Ostkarpathen:

Die cretaceisch-tertiären Zonen auf der Innen- und auf der Außenseite des kristallinen und mesozoischen Gebirgsrückens weisen wesentliche Verschiedenheiten auf. Die Karpathensandsteine der Unterkreide fehlen z. B. auf der Innen-, die kalkreichen, weißen und rötlichen Inoceramenmergel dagegen auf der Außenseite. Hier gibt es auch keinen Nummulitenkalk. Für diese Asymmetrie gibt Annahme von Fernüberschiebung die einfachste Erklärung. Das kristalline Gebirge mit seiner mesozoischen und tertiären Sedimenthülle steht als tektonische Einheit der Flyschzone gegenüber. In dieser läßt sich in der Bukowina eine subbeskidische Decke von einer beskidischen gut unterscheiden. Namentlich die erstere zeigt große Übereinstimmung mit der subbeskidischen der Zentralkarpathen. Das kristalline Gebirge trägt eine Schichtfolge — die „bukowinische“ —, die aus Verrucano, Dolomit, Schiefen und Jaspisschichten, sandig-mergeligem Tithon und Neocom mit Geschieben von kristallinen Schiefen besteht. Sie wird durch eine Fläche begrenzt, an der Gleiterscheinungen zu beobachten sind. Darauf folgt eine neue Serie — die „siebenbürgische“ — mit Werfener Schichten, Muschelkalk, roten Wengener und grauen karnischen und rhätischen Kalken, Hallstätter Kalken, triadischen Eruptivgesteinen, Lias, Dogger, Kimmeridge, koralligenem Tithon und Neocom. Beide Serien entsprechen offenbar Decken. In der kristallinen Partie der bukowinischen

Decke tritt ein Gneis auf, der mit dem Cosiagneis der Transsylvanischen Alpen identisch ist, auch sind andere Gesteine solchen der 1. Serie MRAZEC's (obere Serie der Transsylvanischen Alpen) sehr ähnlich. Es läßt sich aber die bukowinische mit der hochtatratischen, die siebenbürgische mit der sub-tatratischen Decke in Parallele bringen. Der Zusammenhang wird sich mit Sicherheit erst erweisen lassen, wenn der östliche Teil der südlichen Klippenzone im Marmaroser Komitat genauer bekannt ist.

Die Annahme der Überschiebung der bukowinischen Decke durch die siebenbürgische erklärt viele Tatsachen des ostkarpathischen Gebirgsbaues in ungezwungener Weise. Der Zeitpunkt der ostkarpathischen Überschiebungen bestimmt sich durch folgende Tatsachen: das jüngste Glied der bukowinischen Serie ist neocom. Auf den Kalken der siebenbürgischen Decke finden sich Konglomerate der Oberkreide und des Eocäns. Die Konglomerate der ersteren enthalten Gerölle von Jura- und Neocomkalken der siebenbürgischen und kristalline Gesteine der bukowinischen Decke. Als die jungcretaceische Geröllbildung eintrat, muß also die Überschiebung schon vollendet gewesen sein. Das wäre ein Resultat, das mit dem MUNTEANU-MURGOCI's für die Südkarpathen im Einklang steht. Überfaltungen müssen in diesen Teilen der Karpathen schon vor Ablagerung der Oberkreide eingetreten sein, „die tektonische Gestaltung des älteren Gebirges der Ostkarpathen“ war „in ihren Grundzügen schon in obercretaceischer Zeit abgeschlossen“. Zu den jüngeren Bewegungen gehört die Überfaltung der subbeskidischen und der beskidischen Decke im Miocän. Da aber die neocomen Karpathensandsteine von den kristallinen Schiefen der bukowinischen Decke überschoben sind, so muß diese an der Bewegung teilgenommen haben, und zwar war dies eine „Blockbewegung“, durch die das innere Gebirge als Ganzes über die äußeren beskidischen Decken hinübergeschoben wurde.

Über die tektonische Stellung des westsiebenbürgischen Gebirges hat man noch kein Urteil.

Während in den westlichen Karpathen die inneren Decken, anders wie in den Alpen, die äußeren nicht ganz überdecken, sondern in breiten Zonen freilassen, sind diejenigen der Ostkarpathen weiter nach außen, anscheinend bis auf die beskidischen, vorgeschoben. Man muß annehmen, daß die bukowinische von der siebenbürgischen Decke in vorcomaner Zeit überschoben ist. Eine Hauptbewegung erfolgte an der Grenze der 1. und 2. Mediterranstufe. Nachträglich wurden die Decken von Brüchen durchschnitten. Klippen lassen sich fünferlei unterscheiden: 1. autochthone Inselberge, 2. Abscherungen des autochthonen Untergrundes durch vorrückende Decken, 3. Kopfteile von laminierten Decken, 4. geborstene und abgesprengte Splitter einer Decke, 5. echte Inselklippen. Bei der 2., 3. und 5. Gruppe spielt die Denudation für die Entstehung eine wichtige Rolle.

Otto Wilckens.

V. UHLIG: Die karpathische Sandsteinzone und ihr Verhältnis zum sudetischen Carbongebiet. (Mitteil. geol. Ges. Wien. 1. 36—70. Taf. I. 1908.)

Die ersten Abschnitte des Aufsatzes — „Zerlegung der Sandsteinzone in zwei Faziesgebiete“, „Die Klippen der Sandsteinzone“, „Zusammensetzung der Klippen“, „Bau der Sandsteinzone“, „Die exotischen Blöcke“, „Geologische Lagerungsverhältnisse“ — stimmen inhaltlich mit den Mitteilungen in der im vorhergehenden Referat besprochenen Arbeit desselben Verf.'s überein. Hier mögen die Abschnitte „Ergebnisse der Tiefbohrungen“ und „Praktische Folgerungen“ besprochen werden.

Am Nordrande der karpathischen Sandsteinzone zeigen sich deutlich Fernüberschiebungen, in ihr selbst Schuppenbau. Letzterer beherrscht die beskidische Kreide Schlesiens, unter die das Alttertiär der subbeskidischen Decke einfällt. Die Überschiebung der Kreide über das Alttertiär ist sehr flach. Dieses ist seinerseits wieder über das Carbon geschoben. Nach W. PETRASCHECK erreichten die Bohrungen von Paskau und Pogwisdau die flözreiche Kohlenformation in 400 und 745 m Tiefe, nachdem lediglich Tertiär durchsunken war, obgleich beide Bohrungen am Rande der Unterkreide angesetzt waren. Die Bohrung von Metillowitz bei Friedland in Mähren (16 km südlich vom Karpathenrand) durchsank nach H. BECK erst Aptien, dann Neocom und hierauf Alttertiär, das bei 800 m noch nicht durchfahren war.

Am Karpathenrande finden sich folgende Gebirgsglieder: 1. der variscisch gefaltete, paläozoische, autochthone Untergrund mit einer Auflagerung tertiärer Sedimente, 2. die subbeskidische und 3. die beskidische Decke.

Für die praktisch so wichtige Frage der Hebung der im autochthonen Gebirge vorhandenen Kohenschätze ist natürlich die Kenntnis der Lage dieser letzteren von größter Bedeutung. Hilfsmittel hierfür sind zunächst die von den Decken vom autochthonen Untergrunde losgeschürften Blöcke. In Westgalizien, Schlesien und im östlichen Mähren sind im subbeskidischen Alttertiär so zahlreiche und so kolossale Trümmer von Steinkohlenformation verbreitet, daß man sie als Indikatoren des Untergrundes betrachten darf. Wegen des Fehlens von Trias- und Jurablöcken in diesem Gebiet hat die Annahme, daß das Carbon nur von „Schlier“ normal überlagert wird, viel Wahrscheinlichkeit für sich. Die Ostgrenze des produktiven Carbons liegt nach BARTONEC in Galizien in der Linie Krzeszowice—Tenczynek—Marcyporeba, nach MICHAEL etwa 1—1½ km weiter westlich. Die Südgrenze in Schlesien liegt in der Breite von Friedland. Nach Westen reichen die Blockmarken nur bis Hustopetsch—Chorin. Der Culm streicht hier nach SW., doch kann man daraus noch nicht auf eine regelmäßige bandförmige Anlagerung von produktiver Kohlenformation schließen. In welcher Tiefe die Kohlen gefunden werden, ist schwer vorauszusagen, weil die Tiefenlage des Untergrundes unbekannt ist, einmal wegen der vormiocänen Denudation, dann wegen der Überschiebung. Diese liegt ja sehr flach, aber die Decken werden im Untergrunde nach S. zu durch die Beteiligung

ihres Mesozoicums an ihrem Aufbau immer mächtiger. Nahe dem Karpathenrande ist aber ein gelegentliches Ansteigen des carbonen Grundgebirges sehr wohl möglich. Bei der Anlage von Bohrlöchern muß man bedenken, daß das subbeskidische Alttertiär dafür die günstigsten Ansatzpunkte bietet, nicht die darüberliegende beskidische Unterkreide. Wie rasch die Oberfläche des Kohlengebirges sich nach S. senkt, kann nur mit Hilfe systematischer Bohrungen sicher erkannt werden.

Otto Wilckens.

H. Mohr: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (Niederösterreich). (Mitt. geol. Ges. Wien. 3. 1910. 104—213. Mit 1 geol. Karte, 4 Profiltaf. u. 19 Textfig.)¹

In der vorliegenden, inhaltsreichen Publikation führt uns Verf. den Bauplan des Semmeringgebietes, welches er im Sommer 1907 und 1908 eingehend untersuchen konnte, vom Standpunkte der Deckenlehre vor Augen und gelangt dabei zu einer tektonischen Auffassung, welche mit der von V. UHLIG für die Radstädter Tauern — eine dem Semmering geologisch eng verwandte Region — gewonnenen in gutem Einklang steht.

Das in der geologischen Literatur in der Regel zur nordalpinen Grauwackenzone gerechnete Semmeringgebiet wird im Süden von dem allem Anschein nach antiklinal gebauten Gneiswall begrenzt, der von St. Michael (ob Leoben) zuerst gegen Osten und dann gegen Nordosten zum Wechsel zieht, um hier wieder ein östliches Streichen anzunehmen und sich hierauf nordostwärts in das Rosalien- und Leithagebirge und weiter in die Kleinen Karpathen fortzusetzen.

Die klastische Gruppe des Wechselgneises wird von Albitgneis, Albitphyllit, Graphitschiefer, spärlichem Glimmerschiefer und quarzitreichem Gneis gebildet und enthält stellenweise magmatische Einlagerungen von Albitchloritpidotschiefer.

Durch eine geringere Metamorphose ist die mit der Gneisgruppe innig verknüpfte höhere Wechselschieferserie ausgezeichnet, welcher vielleicht ein carbonisches Alter zukommt. Sie umfaßt Albitphyllite, gewöhnliche und graphitische Phyllite, sowie Tonschiefer und führt mitunter magmatische Einschaltungen von Grünschiefern, in deren Nähe lokale Lagergänge von Kupfer- und Eisenkies auftreten können.

Ihre Kristallinität verdanken alle genannten Gesteine sicherlich nur der einfachen Tiefenmetamorphose, keineswegs aber der Kontaktwirkung des Kirchberger Granits, wie ST. RICHARZ angenommen hat.

Die Wechselgneise und -schiefer setzen mit den südlich des Sonnwendsteins und Otterberges (W. Kirchberg a. Wechsel) als ihr normales

¹ Ich folge einem noch in letzter Zeit geäußerten Wunsche unseres verstorbenen Freundes Prof. UHLIG in Wien, wenn ich über diese schon im vorigen Heft besprochene Arbeit nochmals ein ausführlicheres Referat bringe. KOKEN.

Hangende auftretenden Sericitquarziten die Wechseldecken zusammen, welche sich gegen Norden an der Hauptüberschiebungsfäche des ganzen Semmeringgebietes (Linie Erzkogel, Ottertal, Kreuzbauern S., Kirchberg) unter die sogen. Semmeringdecken hinabsenkt, um weiter nördlich infolge einer antiklinalen Aufwölbung des Untergrundes nochmals unter denselben in Form dreier Sericitquarzitfenster zutage zu treten: des kleinen Doblerbauernfensters (S. Gloggnitz), des größeren von Raach-Sonnleiten (SSW. Gloggnitz) und des großen Mörten-Göstritzgrabenfensters (zwischen dem Adlitzgraben bei Schottwien im Norden und dem Sonnwendstein im Süden).

Die eben erwähnten Sericitquarzite, welchen MOHR ein permisches bis untertriadisches Alter zuschreibt, umfassen mächtige weiße, apfelgrüne und violettrotliche Quarzite (Semmeringquarzite) mit oft sericitischen Schichtflächen, ferner Sericitschiefer sowie stellenweise Konglomeratquarzite und Arkosen. Als lokale Einschaltungen erscheinen in der Sericitquarzitgruppe heller Gips zwischen dem Mörten- und Göstritzgraben und Lagermassen von Porphyroid (schwach metamorphem Quarzporphyr) im Süden des Raachberges, im Südwesten des Klein- und im Nordosten des Alpkogels.

Die im allgemeinen gegen Norden geneigten Semmeringdecken, welche in tektonischer Beziehung lebhaft an die Liegendfalten der Radstädter Tauern erinnern, bestehen von unten nach aufwärts aus der unmittelbar auf die Wechseldecken folgenden inversen Serie der vorwiegend mesozoischen Sonnwendsteinentwicklung, dem Kirchberger kristallinen Hauptkern (Kerngesteinen), der dessen Hangend bildenden normalen Serie der mesozoischen Kirchberger Entwicklung und zu oberst aus der Tachenbergteildecke. Die drei zuvor aufgezählten Gesteinsgruppen dürften nach der Ansicht des Verf.'s eine größere Nappe — die sogen. Kirchberger oder Semmeringüberfalte — darstellen, als deren Achse der Kirchberger Hauptkern und als deren Liegend-, bzw. Hangendschenkel die Sonnwendstein-, resp. Kirchberger Entwicklung betrachtet werden. Im besonderen möge über diese Schichtpakete Nachstehendes mitgeteilt werden:

Die Sonnwendsteinentwicklung, welche in zwei kleinen Partien bei den Kreuzbauern (S. Kirchberg am Wechsel) und nahe dem Möllbachl (SO. Kirchberg), ferner in einem großen, ziemlich zusammenhängenden Gebiet zwischen dem Erz- und Dürrkogel, Sonnwendstein, Otterberg und Raach, sowie endlich in einem sich an der Nordseite der drei früher genannten Wechseldeckenfenster hinziehenden Streifen auftritt, besteht aus folgenden invers übereinander gelagerten Schichtgliedern:

1. Geringmächtige, dunkelgraublaue Pentacrinitenkalkschiefer und Bändermarmore von wahrscheinlich liassischem Alter (zu unterst).

Mit ihnen sind durch petrographische Übergänge innig verbunden

2. schwarzblaue, z. T. phyllitische Tonschiefer (ähnlich den Pyritschiefern der Radstädter Tauern), dunkle Kalke und Eisendolomite, ferner lokale Graphitschiefer und blauschwarze *Lithodendron*-Dolomite (z. B. an der Mörtenbrücke); diese Gesteine gehören wohl dem Rhät an.

3. Sehr mächtige, grauweiße bis -blaue, massige Diploporendolomite der Trias (z. T. dem Wettersteinkalk äquivalent).

4. Permische oder tieftriadische Sericitquarzite von der oben geschilderten Beschaffenheit (am höchsten liegend).

Die Sonnwendsteinentwicklung entspricht stratigraphisch ziemlich gut jener der Radstädter Tauern und läßt wie selbe einen normalen Verband von Gyroporellendolomit, Rhät und Jurakalkschiefer, sowie die inverse Lagerung dieser kalkig-dolomitischen Serie auf der sicherlich älteren Sericitquarzitgruppe der Wechseldecke erkennen, wobei sich an der Grenze zwischen Jura und Quarzit als Reibungsprodukt die aus den Radstädter Tauern wohlbekannte mylonitische Rauhwacke einstellt.

Wie Verf. gelegentlich (l. c. p. 199) bemerkt, wäre es nicht unmöglich, daß das schieferige Rhät des Dürrkogels (S. Sonnwendstein) mit analogen Gesteinsbändern in der Tiefe des Mörten- (W. Sonnwendstein) und Göstritzgrabens, sowie zwischen der Gipsmühle S. Schottwien und der Nordseite des Bürgerwaldes (W. Schottwien) zusammen mit einem darauf liegenden Sericitquarzit eine eigene Teildecke bildet, die sich zwischen der Wechseldecke und der durch schieferloses Rhät ausgezeichneten inversen Serie des Sonnwendsteins einschiebt.

Der den wichtigsten Träger des Semmeringmesozoicums bildende Kirchberger kristalline Hauptkern stellt einen in seinem Liegenden und Hangenden von kristallinen Hüllschiefern umkleideten Granitfladen (Kirchberger oder Eselberggranit) dar, welcher die Region zwischen Feistritz a. Wechsel, Lehen (W. Kirchberg) und dem Eselberg (N. Kirchberg) einnimmt. Während er in seinem Innern ein richtungslos körniges Gefüge (z. T. auch ein porphyrgranitisches) aufweist, hat er durch nachträgliche tektonische Beeinflussung randlich in der Nähe der Hüllschiefer, in welche er stellenweise Aplit- und Pegmatitgänge entsendet hat, eine mit ihnen parallele Bankung angenommen. Die Intrusion des Kirchberger Granits, dessen Magma zur Bildung einiger kleiner Eisenerzvorkommnisse Anlaß gegeben haben dürfte, erfolgte jedenfalls vor der Deckenbildung, vermutlich ist sie jungpaläozoischen (carbonischen oder permischen) Alters.

Die bis 200 m mächtigen Hüllschiefer des Eselberggranits, welche vielleicht altpaläozoisch, sicherlich aber präpermisch sind, bestehen aus biotitreichem und auch gerne muscovit- und granatführenden Glimmerschiefer („Kontaktglimmerschiefer“ zunächst dem Granit) und schwächer metamorphen Quarzphylliten, sind fast frei von Albit, z. T. deutlich diaphthoritisch und weisen stellenweise geringfügige, stark basische Einschaltungen von Amphibolit- und Amphibol-Chloritschiefern auf. Sie begleiten den Granit im Liegenden aus der Gegend S. Feistritz a. Wechsel gegen WNW., um sich im Sonnleitengraben (N. Ottertal) mit den Hangendhüllschiefern zu vereinigen, die von hier ostwärts über den Ramssattel (N. Kirchberg) in die Pyhra (NO. Eselberg) ziehen.

Die auf dem kristallinen Hauptkern aufruhende normale Serie der Kirchberger Entwicklung, welche mehrere kleine Schollen in

der Umgebung von Kirchberg („in der Tratten“, bei St. Wolfgang, Kirchberger Kalvarienberg, Ramsscholle) und Ottertal (Wachtlerscholle, Nebelstein, Zettelhofzug), sowie den Zug des Syhrntales (bei Schloß Kranichberg, SSO. Gloggnitz) und die zwischen dem Probstwald, Schottwien und dem Adlitzgraben gelegene und von der ihr im Süden benachbarten Sonnwendsteinentwicklung durch ein schmales Glimmerschiefer- und Rauhwackenband getrennte Kalkzone zusammensetzt, besteht aus:

1. schwach entwickeltem Sericitquarzit (unmittelbar über den Hangendhüllschiefern),
2. spärlichen Lias-Pentacrinitenkalkschiefern,
3. mächtigen, massigen und gebänderten, hellen Jurakalkmarmoren, recht ähnlich jenen der Radstädter Tauern (zu oberst).

Durch das vielleicht auf eine Sedimentationslücke zurückführbare Fehlen von Triasdolomit und Rhät unterscheidet sich die Kirchberger von der Sonnwendstein- (resp. Radstädter Tauern-) Entwicklung, erinnert aber gerade dadurch an die hochtatische Fazies der Kleinen Karpathen und Hohen Tatra.

Stellenweise durch mylonitische Rauhwacke von der eben besprochenen „normalen Serie“ geschieden, stellt sich nun in deren Hangendem die Tachenbergteildecke ein, welche gewissermaßen als höherer „Ableger“ der großen Semmeringüberfalte aufgefaßt werden kann und sich von der Nordseite des Eselberges zum Tachenberg (SO. Gloggnitz) und weiter westwärts über Weissenbach und Klamm an das Nordgehänge des Adlitzgrabens erstreckt. Sie besteht aus kristallinen Hüllschiefern (Glimmerschiefer und Quarzphyllit), welche bei Friedersdorf (N. Eselberg) eine winzige Granitpartie und lokal auch Amphibol- und Chloritschiefer einschließen, sowie aus permischen oder untertriadischen Sericitquarziten (z. B. Adlitzgraben N.).

Im Gegensatz zu den bisher betrachteten Schichtpaketen, welche Verf. zum zentralalpinen Deckensystem rechnet, gehören die nun zu behandelnden Grauwackendecken dem ostalpinen System an.

Die Tachenbergteildecke wird zwischen Weissenbach (SW. Gloggnitz) und Breitenstein (N. Semmering) von dem steil nordwärts fallenden Klammer Obercarbonzug (Pflanzencarbonateildecke) überlagert, welcher aus groben Quarzkonglomeraten, mächtigen Quarzsandsteinen und stellenweise aus schwärzlichen, graphitischen Tonschiefern (mit einer Schatzlarer Flora) besteht.

Darüber folgt, durch eine Überschiebungsfläche getrennt, die gleichfalls gegen Norden geneigte ostalpine Trägerdecke, deren tieferer, südlicher Teil der Silbersberggrauwackenzonen („Magnesitcarbon“) und deren höhere nördliche Partie dem Verrucano angehört, welcher wiederum die Basis für die N. Payerbach sichtbaren Werfener Schiefer und die darauf folgenden nordalpinen Triaskalke der Gahnsleiten abgibt.

Die vermutlich carbonische Silbersberggrauwackenzonen („Magnesitcarbon“), welche aus der Gegend N. Gloggnitz (Silbersberg)

über Schlöglmühl gegen Westen zieht, besteht in ihrem östlichen Abschnitte vorwiegend aus einem groben, sericitischen Quarzkonglomerat (Silbersbergkonglomerat), in ihrem westlichen hauptsächlich aus Grauwacken und eisengrauen, quarzigen Phylliten (Silbersbergphyllit) und enthält in ihrem südlichen Teile zwischen Eichberg (SW. Gloggnitz) und Kobermannsberg (N. Klamm) konkordante band- und linsenförmige Einlagerungen von Kalk und metasomatischem Magnesit. Eine große Rolle spielen in der in Rede stehenden Gebirgszone magmatische Einschaltungen von basischer und saurer Natur. Zu ersteren gehören drei, wahrscheinlich infolge tektonischer Vorgänge aus einem einheitlichen Niveau entstandene, zu der Grauwacke konkordante Grünschieferzüge (metamorphe Decken und Tuffe von Diabas und Augitporphyr), zu letzteren Effusivdecken geschieferter Quarzporphyre und -porphyrite (Blasseneckgneis VACEK's), welche als in die Silbersberggrauwacke eingeschaltete Inseln und Züge (namentlich der sogen. „Liegendzug“ am Kobermannsberg und Gotschakogel) erscheinen, und intrusive Gänge, zu denen gewisse, der Ganggefölgenschaft der Porphydecken entsprechende Felsitgesteine des hangendsten Grünschieferzuges (z. B. bei Payerbach), wie ferner der im Phyllit lagerartig auftretende Forellenstein (Riebeckitporphyr) von Gloggnitz zu rechnen sind. Den auf die eruptiven Förderungen folgenden postvulkanischen Prozessen haben wohl manche kleine spateisen-, kupfer- und silberhaltige Fahlerzlager der eben erörterten Grauwackenzone ihren Ursprung zu verdanken.

Der mit dieser durch petrographische Übergänge innig verknüpfte, höhere Verrucano (wohl Perm) streicht vom Klausgraben (N. Gloggnitz) über Prigglitz und Payerbach gegen Reichenau, besteht aus rötlichen, sericitischen Konglomeraten (mit Quarz- und kristallinen Schiefergeröllen), Quarzsandsteinen und Sericitphylliten und enthält, analog der Silbersberggrauwackenzone, saure Effusiva, wie die stark metamorphe, zwischen einem Orthoklasporphyr und Quarzporphyrit stehende Decke („Hangendzug“) am Südfuß des Kohlberges (O. Payerbach) und Eisenerze (Braun-, Rot- und Spateisenstein).

Nun folgen gegen aufwärts die mit dem Verrucano durch kieselige, teilweise konglomeratische Sedimente innigst verknüpfte und vom Klausgraben über die Gegend N. Prigglitz nach Hirschwang ziehenden Werfener Schiefer, welche zwischen dem Reichenauer Kurhaus und dem Werninggraben (NO. Payerbach) einen Linsenzug von gelber, dolomitischer oder mylonitischer Rauhwacke und lichtem Kalk (Trias, nach KOBER vielleicht der bayrisch-niederösterreichischen Decke zugehörig) eingelagert haben und nordwärts unter die Triaskalke der Gahnslaiten einschließen. Die letzteren zerfallen durch ein von Osten her (vom Klausgraben N. Gloggnitz) eingeschaltetes Gosauband in zwei Schuppen, deren untere nach KOBER der Hallstätter und deren obere der hochalpinen Decke entsprechen könnte.

Am Schlusse seiner interessanten Studie behandelt Verf. das in den Deckenbau nicht mehr einbezogene Känozoicum des Semmeringgebietes: Das nummuliten- und orbitoidenführende Obereocän des Goldberges

NW. Kirchberg, welches beim Gute Fankel ansteht, sonst aber in der Regel in lose Blöcke aufgelöst erscheint, besteht aus hellen, gebankten Kalken mit einem Glimmerschieferkonglomerat und rotem, hämatitischem Lehm im Liegenden und erinnert in petrographischer Beziehung an die Eocängesteine von Radstadt, sowie namentlich an ein von MOHR neu entdecktes Nummulitenkalkvorkommnis bei Wimpassing im Leithagebirge. Als Süßwassertertiär werden die ziemlich flach liegenden und Blöcke von deckenheimischem Granit, Glimmerschiefer und von Eocänkalk einschließenden (daher Blocktertiär) sandig-lehmig-tegeligen Miocän-schichten der Kirchberg-Ottertaler Niederung, wie ferner die durch ein 20 m mächtiges Kohlenflöz ausgezeichneten Schiefertone und Tegel des Harter Beckens S. Gloggnitz (I. Mediterranstufe) angesprochen, deren komplizierte, steil muldenförmige Lagerung durch gewisse, bei der Bildung des inneralpinen Wiener Beckens entstandene, südliche Randbrüche desselben veranlaßt sein könnte.

F. Trauth.

- Wunstorf, W. und G. Fliegel: Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. 67. 1910. 172 p. 4 Taf.)
- Welter, O. A.: Über die Deutung des Iberges bei Grund im Harz. (Sitz.-Ber. niederrhein. Ges. f. Nat. Bonn 1910. 7 p.)
- Gehne, Hans: Beiträge zur Morphologie des östlichen Harzes. Halle a. S. 1911. 66 p. 1 Karte.
- Wegner, Th.: Die geologischen Verhältnisse des Kreises Recklinghausen. Münster 1911. 20 p. 1 Taf. mit Profilen.
- Geinitz, E.: Zur Geologie des Lübbeener Gebirgszuges. (Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. Mecklenburg. 65. 1911. 65—70.)
- Deecke, W.: Zur Morphologie und Tektonik Pommerns. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. Monatsber. p. 157.)
- Müller, H.: Über die Tektonik des Gebiets zwischen Eutingen und Seeborn. (Centralbl. f. Min. etc. 1911. p. 280 ff.)
- Engel, Th.: Geologischer Exkursionsführer durch Württemberg. Stuttgart 1911. 179 p. SCHWEIZERBART's Verlag.
- Rothpletz, A.: Die ostbayrische Überschiebung und die Tiefbohrungen bei Straubing. (Sitz.-Ber. k. bayr. Akad. d. Wiss. 1911. 145—188.)
- Schardt, H.: Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtois et les régions limitrophes. XXXVI—XLVII. (Bull. Soc. neuchât. sc. nat. 37. 1911. 310—429.)
- Geologische Übersicht. (Bäder u. Kurorte d. Schweiz. 9 p. 1 Karte. 1 Taf. mit Profilen. 1911.)
- Häberle, D.: Der Pfälzerwald. Entstehung seines Namens, seine geographische Abgrenzung und die Geologie seines Gebiets. Kaiserslautern. 34 p. 4 Taf.

- Haniel, C. A.: Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Algäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. Abh. 63. 1—37. 4 Taf.)
- Paulcke, W.: Tertiärfossilien aus der Niesenzone der Freiburger Alpen. (Oberrhein. geol. Ver. Jahresber. 1911. 1 p.)
- Tarnuzzer, Chr.: Beiträge zur Geologie des Unterengadins. I. Das Gebiet der Sedimente. (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. XXIII. Lief. Karte.)
- Grubenmann, U.: Beiträge zur Geologie des Unterengadins. II. Die kristallinen Gesteine. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. XXIII. Lief. Karte.)
- Seidlitz, W. v.: Schollenfenster im Vorarlberger Rhätikon und im Fürstentum Liechtenstein. (Mitt. geol. Ges. Wien. 4. 1911. 37—63. 1 Taf.)
- Kober, L.: Geologische Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. (Mitt. geol. Ges. Wien. 4. 1911. 63—117. 1 Karte. 2 Taf.)
- Kohn, V.: Geologische Beschreibung des Waschbergzuges. (Mitt. geol. Ges. Wien. 4. 1911. 117—143. 1 Karte.)
- Spitz, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. (Mitt. geol. Ges. Wien. 3. 1910. 351—434. 1 geol. Karte. 2 Taf.)
- Spengler, E.: Vorläufiger Bericht über die Tektonik der Schafberggruppe. (Mitt. geol. Ges. Wien. 3. 1910. 478—481.)
- Grund, A.: Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Gebirges. (Geogr. Abh. von A. PENCK. 9. 3. 1910. 1—230. 12 Fig. 4 Taf.)
- Lozinski, W. v.: Über Dislokationszonen im Kreidegebiet des nordöstlichen Galizien. (Mitt. geol. Ges. Wien. 4. 1911. 143—156.)
- Suess, E.: Moravische Fenster. (Akad. d. Wiss. Wien. Sitz.-Ber. 15. Dez. 1910. 6 p.)
- Halavats, G. v. und L. Roth v. Telegd: Die Umgebung von Szászsebes. (Erläuterungen z. geol. Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone. 1910.)
- Nopcsa, Baron F.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Vilajets Skutari in Nordalbanien. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1911. 61. 2. H. 1 Karte. 12 Taf.)
- Sacco, F.: L'Appennino meridionale. Karte. Roma 1910.
- Renz, C.: Neue geologische Forschungen in Griechenland. (Centralbl. f. Min. etc. 1911. 289 ff.)
- Lamplugh, G. W. and W. Gibson: The Geology of the country around Nottingham. (Mem. Geol. Surv. England and Wales. London 1910. 72 p. 1 Taf.)
- Bailey, E. B.: On recumbent folds in the schists of the scotish Highlands. (Quart. Journ. Geol. Soc. 66. 1910. 586—620. Taf. 42—44.)
- Greim, G., J. Partsch, W. v. Seidlitz, P. Wagner: Schwedische Landschaftstypen. 3. Lappland. (Geogr. Zeitschr. 17. 191—202. 2 Taf.)

- Seidlitz, W. v.: Das Sarekgebirge in Schwedisch-Lappland. (Bericht über die Exkursion des Stockholmer Geologenkongresses. (Geol. Rundschau. 2. 1911. 25—37. 4 Taf.)
- Iowa Geological Survey. 20. Annual Report 1909.
- Pirsson, L. V. and Wm. North Rise: Contributions to the Geology of New-Hampshire. IV. Geology of Tripyramid Mountain. (Amer. Journ. of Sc. 1911. 31. 269—291.)
- Blackwelder, E.: New Light on the Geology of the Wasatch Mountains, Utah. (Bull. of the Geol. Soc. of Amer. 1910. 21. 517—542.)
- Burckardt, C.: Estudio geologico de la region de San Pedro del Gallo, Durango. (Parerg. Instit. geol. Mexico. 3. 6. 1910. 307—357. 9 Fig. Taf. 49—51.)
- Branner, J. C.: Geology and Topography of the Serra de Jacobina, State of Bahia, Brazil. (Amer. Journ. of Sc. 30. 1910. 385—393.)
— Bibliography of the Geology, Mineralogy and Paleontology of Brazil. (Bull. Geol. Soc. of Amer. 1910. 20. 1—132.)
- Bendrat, T. A.: Geologic and Petrographic Notes on the Region about Caicara, Venezuela. (Amer. Journ. of Sc. 1911. 31. 443 ff.)
- Ball, J.: The gulf of Suez. (Geol. Mag. 1911. 1—10.)
- Tendaguru-Expedition. Vorläufiger Bericht 1—3. (3 aus Sitz.-Ber. Ges. naturf. Freunde Berlin. Jahrg. 1910. p. 372—375.)
- Cape of Good Hope. Fourteenth Annual Report of the Geolog. Commission f. 1909. Cape Town 1910. 116 p.
- Rogers, A. W. and A. L. du Toit: Report on the Geology of Parts of Kenhardt, Prieska and Carnarvon. (XIV. Ann. Rep. Geol. Comm. Cape of Good Hope. 8—110. 1910.)
- Rogers, A. W.: The Zwartkops Bore-hole. (XIV. Ann. Rep. Geol. Comm. Cape of Good Hope. 110—116. 1910.)
- Middlemiss, C. S.: A revision of the Silurian—Trias sequence in Kashmir. (Rec. Geol. Surv. India. 40. 1910. 206—260. Taf. 28—39.)
- Krumbeck, L.: Bemerkungen zu K. DENINGER: „Einige Bemerkungen über die Stratigraphie der Molukken.“ (Centralbl. f. Min. etc. 1911. 21—23.)
- Smith, W. D.: The essential Features of the Geology of the Philippine Islands. (The Philippine Journal of Science. 1910. 5. 307—342. 6 Taf.)
— Geologic Reconnaissance of Mindanao and Sulu. II. Physiography. (Ibid. 1910. 5. 345—362. 6 Taf.)
- Staff, H. v.: Zum Problem der Entstehung der Umrißform von Celebes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. Monatsber. p. 180.)
- Molengraaff, G. A. F.: Mededeeling omtrent de Timor-Expeditie onder leiding von Prof. MOLENGRAAFF. (Tijdschr. Kon. Nederl. Aardriks-Kund. Genootschap. 1911. 470—475.)
- Friederici, G.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Tuamotu-Inseln. (Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig 1910. 80 p. 1 Taf. 1 K.)
- Halle, Th. G.: On the geological structure and history of the Falkland Islands. (Bull. Geol. Inst. Uppsala. 11. 1911. 115—226. Taf. 6—10.)

Stratigraphie.

Silurische Formation.

Ch. Schuchert and W. H. Twenhofel: Ordovician-siluric section of the Mingan and Anticosti Islands, gulf of Saint Lawrence. (Proc. of the Palaeont. Soc. Repr. from Bull. Geol. Soc. America. 21. 1910. 677—716.)

Die unter- und obersilurischen Schichten der Inseln Anticosti und Mingan spielen in der Entwicklung der silurischen Stratigraphie Nordamerikas eine große Rolle. BILLINGS untersuchte die Sammlungen, die RICHARDSON 1856 angelegt hatte, und parallelisierte die Schichten mit der Hudson River group und der Clinton group von New York. Er betonte die Bedeutung der fossilreichen, durch keine Unterbrechung zerrissenen Folge, während in New York das Oneida-Konglomerat ganz versteinungsleer ist und der Medina-Sandstein nur wenige unbedeutende Reste geliefert hat. Die Hudson River group hat seit jener Zeit eine Umformung erfahren; die schwarzen Schiefer des Hudsontales repräsentieren eine graptolithenführende Fazies verschieden alter Schichten zwischen Cambrium und Utica shales, sind also ungefähr dasselbe wie die alte „Quebec group“. Die von BILLINGS mit der Hudson River group verglichenen Komplexe A und B von Anticosti entsprechen aber der Cincinnati-Serie. Auch der größere Teil von C gehört noch hierher, während D, E und F, BILLINGS Anticosti-Gruppe, mit der von DANA begründeten und bekannteren Niagara-Gruppe zusammenfallen.

Auf Mingan beginnen weit tiefere untersilurische Sedimente, die wahrscheinlich direkt auf laurentischem Gneis liegen. Sie gehören zur Beekmantown-Serie, werden (nach der Romaine-Insel in der Mündung des Romaine-Flusses) als Romaine-Dolomit geführt und in drei Abteilungen zerlegt. Aus A₁ werden genannt *Trochonema bicarinatum* BILL. sp., *Raphistomina laurentina* BILL. sp. und *Archaeoscyphia minganense* BILL. sp., aus A₂ *Fusispira calcifera* BILL. sp. und *Piloceras canadense* BILL. Die Abteilung B liegt unter Wasser, C (auf Large Island erschlossen) lieferte unten nur Fucoiden und *Bathyurus ? amplimarginatus* BILL., etwas höher (*Syntrophia* beds) *Billingsella (?) grandaeca* BILL. sp., *Syntrophia lateralis* WHITE. sp. (?), *Bathyurus amplimarginatus*, *Euomphalus* cf. *Perkinsi* WHITE. sp. und *Leperditia* n. sp. Mit der Lake Champlain-Reihe verglichen umfassen diese Schichten D₄ und E (letzteres vielleicht nicht ganz).

Dann folgt eine Lücke, denn die nächsten Schichten der Mingan-Serie sind diskordant aufgelagert und beginnen mit einem Konglomerat. Die Abteilungen A₁—A₃ werden ungefähr dem oberen Chazy von New York entsprechen, mit dem sie eine Reihe Arten teilen, A₄ dem Lowville-Horizont; A₅ hat nur *Leperditien* geliefert.

Die Schichten von Anticosti liegen im Hangenden, aber es sind ca. 1700 Fuß zu interpolieren. Die ersten am Ufer erschlossenen Schichten sind schwarze Schiefer vom Aussehen der Utica-Formation, aber mit einer

kleinen Fauna, die die Autoren veranlaßt, diese „Macastey shales“ auch schon dem Richmondian anzugliedern. Die ganze Mächtigkeit der Schichten von Anticosti, meist ein Wechsel von dünnen Kalklagen und Schiefen, ist 2321 Fuß; auffallend ist die große vertikale Verbreitung mancher Arten in ihnen. So reicht *Favosites prolificus* durch alle Schichten, geht dabei aber allmählich in *F. gotlandicus* über. Einige andere Beispiele sind: *Leptaena nitens* 1060 Fuß, *Clitambonites diversus* 720 Fuß, *Strophomena fluctuosa* 980 Fuß, *Pentamerus oblongus* 650 Fuß, *Rhynchotrema anticostiensis* 1060 Fuß, *Conradella pannosa* 980 Fuß.

Über den dunklen Macastey-Schiefen folgen in der Richmondian series das English Head stage (229') mit sechs Abteilungen, das Charleton stage (730') mit elf Abteilungen, die wiederum zu faunistischen Zonen zusammengefaßt werden. Die Gamachian series, die nur ein stage, das Ellis Bay (180'), einschließt, bildet die obere Abteilung der Cincinnati-Gruppe und damit den Schluß des Untersilurs. Diese Serie ist in den Vereinigten Staaten sonst nicht bekannt. Die große *Hormotoma gigantea* legt den Vergleich mit dem estländischen F_1 nahe; das erste Auftreten von Korallenriffen fällt an die obere Grenze, ähnlich wie in Estland (Borkholmer Schichten, F_2).

Das Obersilur (Siluric der amerikanischen Autoren) wird in vier stages (Formationen) gebracht, von denen das Becsie River stage (199') mit den Zonen der *Phaenopora expansa* und *Clorinda Barrandei* wahrscheinlich auf dem Festland Nordamerika unbekannt ist. Das Gun River stage (400') und Jupiter River stage (561') entsprechen dem Clinton. Die Zone der *Triplecia Ortoni* umfaßt den obersten Abschnitt des Gun River stage und die unteren Lagen (E_1 — E_3) des Jupiter River stage. Faunistische Zonen und Schichtenabteilungen fallen hier also nicht zusammen. Die oberste Chicotte formation, ein Crinoidenkalk, kann nicht mit Sicherheit parallelisiert werden, dürfte aber wohl der höchsten Abteilung des Clinton, dem Irondequoit des westlichen New York, entsprechen. Die faunistischen Listen geben der wichtigen Abhandlung für Vergleiche einen großen Wert.

E. Koken.

Heß v. Wichdorff: Über die Auffindung von Fossilien im untersilurischen Chamosit-Eisenerzlager von Schmiedefeld bei Wallendorf im Thüringer Walde. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. Monatsber. p. 155.)

Malaise, C.: Sur l'évolution de l'échelle stratigraphique du Siluro-Cambrien de Belgique. (Bull. Soc. belge de Géol. Mémoires. 24. 415—439. 1911. Bruxelles.)

Horn, E.: Eine Graptolithenkolonie aus Westergötland. (Geol. Fören. Stockholm. 1911. 223—237.)

Schön, E.: Om fynd af silurblock utan för Sundvall. (Geol. Fören. Stockholm. 1911. 237—240.)

Devonische Formation.

- Williams, H. S.: Migration and shifting of devonian faunas. (Bull. geol. Soc. Amer. **21**. 1910. 285—294.)
- Sobolew, D.: Über den Fund von oberdevonischen Schwämmen in Polen. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1910. 91—92.)
- Swartz, C. K.: Occurrence of the *Tropidoleptus* fauna in the Chemung of Maryland. (Bull. geol. Soc. of Amer. 1909. **20**. 679—686.)
- Williams, H. S.: Age of the Gaspé Sandstone. (Bull. geol. Soc. of Amer. 1909. **20**. 688—698.)
- Henke: Wirkungen des Gebirgsdrucks auf devonische Gesteine. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. Monatsber. 98—138.)
- Winterfeld, F.: Über die ältesten Schichten im „Lenneschiefer“gebiete und über die südliche Grenze dieses Gebirges. (Dies. Jahrb. 1911. Beil.-Bd. XXXI. 684—710.)
- Herrmann, F.: Über eine Unterkoblenzfauna mit *Palaeosolen costatus* SDBG. bei Weipoltshausen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. Monatsber. 167.)
- Rzehak, A.: Der Brünner Clymenienkalk. (Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums. **10**. 2. Heft. Brünn 1910. 149—216. 3 Taf.)

Carbonische Formation.

- Michael, R.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Orlauer Störungszone. (Zeitschr. Oberschles. Berg- und Hüttenmänn. Verein. Februar 1911. 53—61, 1 Profiltafel.)
- Boehm, G.: *Posidonia Becheri* in Niederländisch-Indien. (Centralbl. f. Min. etc. 1911. 450.)
- Meyer, H. L. F.: Über Radiolarite im Dillenburgischen. (Niederrhein. geol. Ver. 1910. 10—16.)
- Stevenson, J. J.: The coal basin of Decazeville, France. (Ann. Acad. Sc. New York. **20**. No. 5. 243—294. 2 Taf. [Dez. 1910.] 1911.)
- Wilmore, A.: On the carboniferous limestone of the Craven fault. (Quart. Journ. Geol. Soc. **66**. 1910. 539—585. Taf. 38—41.)
- Girty, G. H.: The fauna of the Moorefield shale of Arkansas. (U. S. Geol. Surv. Bull. 439. 1911. 148 p. 15 Taf.)
- The fauna of the Phosphate beds of the Park City Formation in Idaho, Wyoming and Utah. (U. S. Geol. Surv. Bull. 436. 65 p. 7 Taf.)
- New Genera and Species of carboniferous fossils from the Fayetteville Shale of Arkansas. (Ann. Mag. New York Acad. Sc. **20**. No. 3. 1910. 189—238. 1911.)
- Dachnowski, A.: The problem of Xeromorphy in the vegetation of the carboniferous period. (Amer. Journ. 1911. 33—40.)

Hyde, J. E.: Notes on the Absence of a Soil Bed at the Base of the Pennsylvanian of Southern Ohio. (Amer. Journ. of Sc. 1911. 31. 557—561.)

Permische Formation.

A. A. Stoyanow: On the character of the boundary of palaeozoic and mesozoic near Djulfa. (Abh. Min. Ges. St. Petersburg. 47. 1910. (1911.) 61—126. 4 Taf.)

Die Aufnahme des Profils ergab folgende Reihe (von unten nach oben):

1. Zone des *Productus intermedius* ABICH. 2 m.
Fauna: *Pr. intermedius* AB., *Pr. scabriculus* bei AB., *Pr. Humboldti* bei AB., *Orthothes armeniacus* AB., *O. peregrinus* AB., *Marginifera helica* AB., *Camarophoria* div. sp.
Selten: *Camarophoria* cf. *solitaria* GEMM., *Pugnax* cf. *Uta* MARCOU, *Athyris* cf. *planosulcata* PHILL., *Marginifera* cf. *ovalis* WAAG.
(Derartige Bestimmungen geben keinen Anhalt, welche Art tatsächlich vorliegt, um so weniger, wenn auch die verglichene Art nur in einem Exemplar bekannt ist, wie *Camarophoria solitaria*.)
2. Zone der *Notothyris djulfensis* AB. 1 m. Mit viel *N. djulfensis* und *N. nucleolus* KUT.
3. Bryozoenlager. 3 m. Voll *Polypora fastuosa*; ferner *Notothyris djulfensis*.
4. Crinoidenschicht (? *Poteriocrinus*). 2,5 m. Noch *Productus* (? *scabriculus* MART. = *Tschernyschewia typica* STOYANOW.
5. Zone der *Productus striatus* FISCHER (bei ABICH) = *Pr. djulfensis* n. sp. 1 m. Begleitet von *Orthis indica* W., *Lyttonia* n. sp., *Richthofenia* (?) sp. ind., *Tegulifera* n. sp., *Scacchinella* sp. ind., *Marginifera nodosocostata* AB.
6. 1,5 m. *Spirigera protea* AB., *Orthothes eusarcos* AB., *Strophalosia* sp.
7. Cephalopodenzone. 3 m. *Otoceras trochoides* AB. (und neue Arten), *Gastrioceras Abichianum* MOELL., *Orthothes transversum* AB., *obliqueannulatum* W., *O. cribrosum* GEIN., *O. bincinctum* AB., *O. lopingense* n. sp., *Nautilus hunicus* DIEN., *Spirigera protea* AB.
8. *Reticularia*-Horizont. 10 m. In großen Mengen *R. indica* W., *R. pulcherrima* GEMM., *R. convexiuscula* GEMM., *R. Waageni* LOCZY, *Spirigera protea* AB., *Gastrioceras Abichianum* MOELL.
1.—8. sind „graue Mergel“. Es folgen
9. Rote Mergel, 9 m, und zwar
 - a) mit Crinoiden (? *Cyathocrinus*), *Gastrioceras Abichianum* MOELL.; noch ein Exemplar von *Otoceras*,
 - b) nur mit *Gastrioceras Abichianum*.

10. Weiße Mergel. 10 m. Ohne Fossilien.
 11. Rote Mergel. 3,5 m. *Gastrioceras Abichianum* (klein), *Popanoceras Tschernyschewi*.

Hiermit schließt nach Verf. das Paläozoicum von Djulfa.

12. Weiße Mergel. 1 m.
 13. Rote Mergel. 30 m. Unten nur undeutliche Spuren von Fossilien, ganz oben mit *Xenodiscus radians* W., *X. rotula* W., *X. aff. Kapila*, *X. cf. nivalis* DIEN., *X. Mojsisovicsi* n. sp., *Stephanites* sp., *St. Waageni* n. sp., *Paratirolites Kittli* n. sp., *P. Dieneri* n. sp., *Balatonites* (?) cf. *euryomphalus* BEN.

14. Weiße Mergel und feste Kalkbänke. 56 m.
 15. Graue Mergel. a) Zweischalerschichten. 6 m. Mit schlecht erhaltenen Fossilien, darunter die angebliche *Pseudomonotis* cf. *Clarae* bei MOJSISOVICS, und andere, mit Werfener Zweischalern verwandte Formen.

Zum Schluß: 200 Fuß weiße, graue, gelbe Mergel, gefleckte Kalke, braune Sandsteine, nur mit Spuren von Fossilien. Darüber tertiäre Sandsteine und Konglomerate.

Die paläontologische Beschreibung einiger neuer Arten und der neuen „Gattung“ *Paratirolites* mag hier unerörtert bleiben. Daß von *Lytonia* und *Richthofenia* nur je ein spärlicher Rest vorhanden ist, muß auffallen im Hinblick auf die üppige Entfaltung in der Saltrange und ihre weite Verbreitung nach Westen.

Bei den stratigraphischen Vergleichen macht sich störend bemerklich, daß Verf. über die besprochenen auswärtigen Schichtengruppen (Alpen, Saltrange) nicht genügend orientiert ist, was mit einer sehr einseitigen Ausnützung der Literatur zusammenhängt.

Die von TSCHERNYSCHEW übernommene WAAGEN'sche Gliederung der Saltrangeschichten, deren Mängel längst aufgedeckt sind, liefert ihm nach wie vor die Basis für seine Schlüsse. Er hat keinen Einblick genommen in die wertvollen Beiträge SCHELLWIEN's über die Fauna des *Bellerophon*-Kalks. Er zitiert das Kolleg TSCHERNYSCHEW's über die Bedeutung der *Glossopteris*-Flora, aber die Entdeckung derselben im Perm von Kaschmir (durch NOETLING) ist nicht berücksichtigt.

Auf jeden Fall bringt die Arbeit aber einen Fortschritt durch den sicheren Nachweis der Trias mit einer Ammonoitenfauna, in der indische Arten stark hervortreten. *Xenodiscus radians* W. und *X. rotula* W., wenn sie richtig bestimmt sind, deuten auf ein ganz bestimmtes Lager in der Trias der Saltrange, nämlich auf jenen Teil der Ceratitenmergel, der von den Stachella beds durchzogen wird. Auch der angebliche *Stephanites* sp. ist einer Saltrangeform aus diesen Schichten sehr ähnlich; leider sind die nach Photographien hergestellten Abbildungen unzureichend. Verf. stellt in der stratigraphischen Tabelle diese *Paratirolites*-Zone, wie er sie nennt (auch „*Paratirolites*“ kommen in der Saltrange vor), zwischen den oberen Ceratitenkalk und den Ceratitensandstein (im Sinne WAAGEN's), gibt den fossilieeren Schichten (vergl. unter 12 und 13) eine außerordentliche Be-

deutung und vergleicht die cephalopodenführenden permischen Schichten am Djulfa mit dem mittleren *Productus*-Kalk. Die roten Mergel, im ganzen 30 m, in deren oberstem Teil die *Xenodiscus*-Fauna der Trias liegt, sollen also nicht nur die tieferen Horizonte der Saltrangetrias, sondern auch noch den „unfossiliferous clay“ unter dem unteren Ceratitenkalk und einen beträchtlichen Teil des *Productus*-Kalks (Chidru beds, Jabi beds) umfassen. Ich kann in einem Referat nicht auf Einzelheiten eingehen, aber ich möchte wünschen, daß der in der ganzen Saltrange unauffindbare „unfossiliferous clay“, der Trias und *Productus*-Kalk trennen soll, in der Literatur endlich verschwinden möge. Von der Beschreibung des Profils erhalte ich den Eindruck, daß der untere Teil eine große Ähnlichkeit mit den obersten Lagen des mittleren *Productus*-Kalks hat, daß aber die cephalopodenführenden Lagen, besonders die roten Mergel mit *Popanoceras*, dem oberen *Productus*-Kalk entsprechen. Bei dem Vergleich mit den Alpen wird vom Verf. dem *Bellerophon*-Kalk eine zu große Bedeutung zugeschrieben und die des Trogkofelkalks entschieden verkürzt. Der Grödner Sandstein, der an manchen Stellen durch Wechsellagerung mit dem *Bellerophon*-Kalk verbunden ist, enthält noch die Flora des Kupferschiefers und ist wohl schwerlich unteres Perm, wenn auch zuweilen mit ihm die Serie beginnt. NOETLING hat einmal die Frage aufgeworfen, ob man nicht die ganze Saltrangetrias noch zum Perm hinübernehmen sollte; auf unserer gemeinsamen Reise haben wir festgestellt, daß dies nicht angängig ist. Ganz verfehlt scheint mir der Versuch des Verf.'s, dem allerlei Ideen über Homotawis und über die Verschiebung der Faunen von Ost nach West vorschweben, den unteren Ceratitenkalk und die Ceratitenmergel dem oberen Teil des Zechsteins zu parallelisieren, die darüber liegenden Schichten (Flemingitenzone, *Stephanites*-Zone) der unteren Trias. Wenn man von allen Paraphrasen der Arbeit absieht, so liefert sie nur eine neue Stütze für die Ansicht, daß die *Otoceras*-Schichten die permische Zeit abschließen und über ihnen die Trias beginnt.

E. Koken.

Meyer, H. L. F.: Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze Perm—Trias. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1910. 1. 383—447. 2 Taf.)

Meinecke, F.: Das Liegende des Kupferschiefers. Diss. Halle 1910.

Lachmann, R.: Der Salzauftrieb. Geophysikalische Studien über den Bau der Salzmassen Norddeutschlands. (Aus d. Zeitschr. „Kali“ 4. Heft 8, 9, 22, 23, 24. Halle a. d. S. 1911. 130 p. 1 K.)

Stille, H.: Das Aufsteigen des Salzgebirges. (Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1911. 91—99.)

Schmidt, A.: *Carbonicola* und *Palaeanodonta* im limnischen Jungpaläozoicum Deutschlands. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1910. 445—456. 1 Fig.)

- Bräuhäuser, M.: Beiträge zur Kenntnis des Rotliegenden an der oberen Kinzig. (Beil. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. 1910. 11—36.)
- Stiny, J.: Perm bei Campil (Gadertal). (Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1910. 387—389.)
- Kossmat, F. und C. Diener: Die *Bellerophon*-Kalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 60. 1910. 277—310. 6 Fig. Taf. 14—15.)
- Sherlock, R. L.: On the relationship of the permian to the Trias in Nottinghamshire. (Quart. Journ. Geol. Soc. 67. 1911. 75—118. 1 Taf.)
- Beede, J. W.: Correlation of the Guadelupian and the Kansas sections. (Amer. Journ. of. Sc. 30. 1910. 131—140.)
- Middlemiss, C. S.: Gondwanas and related marine sedimentary systems of Kashmir. (Rec. Geol. Surv. India. 37. 1909. 286—327. Taf. 26—34.)
- Walther, K.: Über permo-triassische Sandsteine und Eruptivdecken aus dem Norden der Republik Uruguay. (Dies. Jahrb. 1911. Beil.-Bd. XXXI. 575—609. 7 Taf.)
- Newton, R. B.: Notes on some upper palaeozoic shells from Madagascar. (Ann. Mag. Nat. Hist. ser. 8. 5. 1910. 6—10. Taf. I.)

Triasformation.

- Kerner, F. v.: Die Äquivalente der *Cardita*-Schichten im Gschnitztal. (Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1910. 390—395.)
- O. M. Reis: Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges. I. Kurze Formationskunde, allgemeine tektonische und orogenetische Übersicht. (Geogn. Jahresh. 23. 1910. [1911.] 61—114. 2 geol. Karten. 1 tekt. Übersichtskärtchen.)
- Salopeck, M.: Über die Cephalopodenfaunen der Mittleren Trias von Süddalmatien und Montenegro. (Abh. k. k. geol. Reichsanst. 17. 1911. Heft 3.)
- Wurm: Über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911. Abh. 63. 38 ff. 3 Taf.)
- Wittenburg, P. v.: Über Triasfossilien vom Flusse Dulgolach. (Arb. d. geol. Mus. Trav. Musée Geol. Acad. d. Sc. St.-Petersbourg. 4. 1911. 12 p. 1 Taf.)
- Stolley, E.: Zur Kenntnis der arktischen Trias. (Dies. Jahrb. 1911. I. 114—172. 1 Taf.)
- Wade, A.: Some observations on the eastern desert of Egypt. With considerations bearing upon the origin of the British Trias. (Quart. Journ. London. 67. 1911. 239—262. 4 Taf.)
-

Juraformation.

W. Lohmann: Die geologischen Verhältnisse des Wiehengebirges zwischen Barkhausen a. d. Hunte und Engter. Inaug.-Diss. Göttingen 1908. (1. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1908. 39—77.)

Das untersuchte Gebiet zwischen Barkhausen a. d. Hunte und Engter besteht, abgesehen von diluvialen und alluvialen Bildungen, in der Hauptsache aus Jura (Lias bis oberer Malm), dessen festere Bänke den zum Wesergebirge gehörigen, nordweststreichenden Höhenzug des Wiehengebirges bilden, während die weicheren Schichten des unteren braunen und des schwarzen Jura die niedrigen dem Haupthöhenzug südlich und die des Wealden die ihm nördlich vorgelagerten Hügelreihen bedingen. Die Tektonik ist einfach. Die Wiehengebirgsschichten zeigen kontinuierliches, infolge von Verwerfungen öfter wechselndes Fallen nach Nordosten. Zwischen Venne und Engter heben sie sich in den Kalkrieser Bergen als flacher Sattel wieder heraus.

Die ältesten über Tage aufgeschlossenen Schichten sind Liastone mit *Ammonites planicosta* Sow., über welchen die Zonen des *Amm. brevispina*, *Amm. capricornus*, *Amm. spinatus*, die Posidonien-schiefer und *Jurensis*-Schichten fossilführend nachzuweisen sind. Tonig entwickelt sind auch die Schichten des unteren und mittleren Doggers, von welchen namentlich die Coronatenschichten zahlreiche neue Ammonitengenera und -spezies enthalten. Mit den *Parkinsoni*-Schichten beginnt eine stärkere Beteiligung von sandigem Material, das sich im Hangenden zu Kalksandsteinen anreichert. Erst der oberste Dogger ist wieder rein tonig entwickelt. In den Kalksandsteinen mit *Avicula echinata* (Cornbrash), die bisher in die Zone der *Parkinsonia württembergica* OPP. und der *Oppelia aspidoides* OPP. gegliedert wurden, unterscheidet Verf. auf Grund des Vorkommens von *Perisphinctes* cf. *arbustigerus* D'ORB. im unteren Teil der *Aspidoides*-Schichten zwischen der Zone mit *Parkinsonia württembergica* OPP. und *Perisphinctes* cf. *arbustigerus* D'ORB. und der Zone mit *Clydoniceras discus* Sow. und *Oppelia aspidoides* OPP. Noch größer als im oberen Dogger wird der Fazieswechsel im Malm. Die Heersumer Schichten werden bald durch Kalksandsteine und Schiefer-tone, bald durch Quarzite oder Kalke und Tone vertreten. Als Korallenoolith werden helle Quarzite oder Sandsteine mit Pflanzenresten und Basalkonglomerat gedeutet. Auch der untere Kimmeridge zeigt noch bedeutenden Sandgehalt, während im mittleren und oberen Kimmeridge allmählich sich die normale kalkige Fazies einstellt. Bemerkenswert ist noch das Vorkommen von *Cidaris pyrifer* Ag. und *Exogyra virgula* DEF. im mittleren Kimmeridge.

Schöndorf.

W. Hoyer: Über den mittleren Jura bei Hannover. (1. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1908. 6.—10.)

Die Vorkommen von mittlerem Jura bei Hannover liegen westlich und südlich der Stadt. Die westlich gelegenen Vorkommen enthalten

sämtliche Zonen, während im südlichen Teil der südlich gelegenen Vorkommen die *Parkinsoni*-Schichten konkordant von Kreide (Hauterivien) überlagert werden. Im allgemeinen sind es dunkle, fette Tone, gelegentlich mit Geodeneinlagerungen. Nur der Cornbrash besteht aus braunen Kalksandsteinen, die durch eine eingeschaltete Partie graugrüner Mergelsande petrographisch in drei Abteilungen gegliedert sind. Der Fossilinhalt der einzelnen Zonen ist recht verschieden: die *Polyplocus*-Schichten haben 30, die *Parkinsoni*-Schichten 28, der Cornbrash 30 Arten geliefert, während andere Zonen, z. B. die Bifurcaten- und Macrocephalen-Schichten, durch Fossilien nicht nachweisbar waren. [Letztere waren 1908/09 am Bahnhof Linden—Fischerhof, südlich von Hannover, mit reicher Ammoniten- und Zweischaler-Fauna in Form oolithischer Kalke aufgeschlossen. Ref.] Die Ornatentone sind in den westlichen Vorkommen anscheinend fossilfrei, in den südlichen dagegen sehr fossilreich und lassen sich hier in drei Abteilungen gliedern, deren unterste *Posidonomya Buchi*, *Cosmoceras* JASON und zahlreiche Belemnitenrollstücke enthält. Die mittlere, fossilreichste, hat 52 Arten, darunter allein 35 Ammonitenspezies, geliefert, namentlich Angehörige von *Quenstedtoceras*, *Cosmoceras*, *Hecticoceras*, *Stephanoceras*, *Perisphinctes*, *Peltoceras* und *Oppelia*. Schöndorf.

W. Lohmann: Exkursion in das westliche Wiehengebirge und die ihm bei Venne und Engter nördlich vorgelagerten Höhen am 18. April 1909. (2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909. XIX—XXV. Mit 1 Taf. u. 1 Textfig.)

Exkursionsweg: Osnabrück—Belm—Icker—Espowe—Venne—Osterkappeln—Osnabrück.

Der Weg von Osnabrück nach Belm querte die sich an den Südflügel der „Piesbergachse“ anschließende Keupermulde, kurz vor Icker wurde der Piesbergsattel mit Buntsandstein in der Sattelachse überschritten. Von der sich nördlich normal auflagernden Trias ist nur Rhätkeuper aufgeschlossen und weiterhin ragt als Erosionsstufe des Nordflügels der Piesbergachse der weiße Jura des Wiehengebirges auf. Die nördlich der Icker Egge nordwärts fallenden Malmschichten heben sich jenseits Weghorst mit Südfallen wieder heraus. An diese Mulde, in der als jüngstes Portland zutage tritt, schließt sich nordwärts der flache Weißjurasattel der Evinghäuser und Kalkrieser Berge. Ein vollständiges Weißjuraprofil von den Heersumer Schichten bis zum Portland bietet der Schwagstorfer Bahneinschnitt. Die stark sandige Ausbildung des älteren weißen Jura z. T. mit diskordanter Parallelstruktur und zahlreichen Pflanzenresten deutet auf eine Trockenlegung zur Zeit des Korallenoolith. Stratigraphisch wichtig ist ein etwa 6 m mächtiger gelbgrüner bis roter Sandstein an der Grenze zwischen unterem und mittlerem Kimmeridge, der gleichfalls diskordante Parallelstruktur und Fußfährten aufweist, was auf ein erneutes Zurückweichen des Meeres am Ende des unteren Kimmeridge schließen läßt. Erwähnenswert ist das Auftreten einer typischen Korallenbank im mittleren Kimmeridge.

Im weißen Jura läßt sich deutlich von Osten nach Westen eine Zunahme des Sandgehaltes und Fazieswechsels unter gleichzeitiger Abnahme des Fossilreichtums konstatieren, was auf ein Festland westlich Porta und südlich des Wiehengebirges hindeutet. **Schöndorf.**

H. Stille: Exkursion in den südöstlichen Deister am 5. Juli 1908. (1. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1908. 19—21. Mit 2 Taf. u. 3 Textfig.)

Zweck der Exkursion war, die Schichtfolgen, speziell die Lagerung des Serpulits am südöstlichen Deister kennen zu lernen.

Bei Bennigsen transgrediert Serpulit unter Ausfall fast sämtlicher Weißjura-Schichten unmittelbar über braunem Jura. Zwischen Bennigsen und Völksen schieben sich allmählich zwischen Serpulit und braunen Jura die Heersumer Schichten und der untere Korallenoolith ein. Ein bei Völksen vorzüglich aufgeschlossenes Basalkonglomerat des Serpulit, das „Völksers Konglomerat“, enthält abgerundete Fossilien und Gesteinsstücke des Korallenoolith und Kimmeridge, was auf eine vor- oder frühserpulitische Denudation dieser älteren Weißjura-Schichten schließen läßt. Weiter nach Nordwesten schiebt sich noch Kimmeridge dazwischen, und bei Springe zeigt sich jenseits einer Verwerfung ein vollständiges Profil des weißen Jura, in dem namentlich die Münder Mergel rasch an Mächtigkeit gewinnen. An der erwähnten Verwerfung, die älter als der Serpulit sein muß, wurde der östliche Teil des Deisters um einen solchen Betrag gehoben, daß ein Teil der Weißjura-Schichten denudiert werden konnte. Die höchste Heraushebung hat augenscheinlich bei Bennigsen stattgefunden, wo der gesamte vorsepulitische Weißjura abgetragen wurde, wie aus folgenden Profilen ersichtlich ist.

Bennigsen	Völksen	Zwischen Völksen und Springe	Nordwestlicher Deister
Wealden Serpulit	Wealden Serpulit	Wealden Serpulit	Wealden Serpulit
			Münder Mergel
			Eimbeckhäuser Plattenkalke
			<i>Gigas</i> -Schichten
		Kimmeridge	Kimmeridge
	Korallenoolith	Korallenoolith	Korallenoolith
	Heersumer Schichten	Heersumer Schichten	Heersumer Schichten
Brauner Jura	Brauner Jura	Brauner Jura	Brauner Jura

Infolge dieser mehr oder weniger vollständigen Schichtfolge ist natürlich auch die Landschaftsentwicklung im Süden eine andere als im Norden. Der Deister bildet mit dem Saupark einen Weißjurasattel, in dessen Kern Lias und Dogger liegen, deren weiche Schichten das Tal von Springe bedingen. Der Südfügel dieses Sattels mit der vollständigen

Schichtfolge zeigt zwei durch das Tal der Münders Mergel getrennte Höhenzüge (Saupark aus Korallenoolith und Kimmeridge, Nesselberg aus Wealden bestehend), während der Nordflügel infolge der Schichtlücken nur einen aus Wealden bestehenden Höhenzug (Deister) aufweist.

Die Ablagerung von Geschiebemergel mit teilweise recht großen Geschieben auf der Höhe des Deisters läßt auf eine vollkommene Vereisung des Gebirges zur Diluvialzeit schließen. Schöndorf.

Fr. Schöndorf: Das Profil des oberen Jura am Bahnhof Linden—Fischerhof bei Hannover. (2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909. 97—125. Mit 1 Tab.)

Durch umfangreiche Ausschachtungen zwecks Erweiterung der Bahnhofsanlagen war im Jahre 1908/09 am Bahnhof Linden—Fischerhof südlich der Stadt Hannover ein Juraprofil geschaffen, das in ungestörter Lagerung und lückenloser Folge die Schichten vom Cornbrash bis zu den Münders Mergel einschließlich erschloß. Auf Grund dieses Profiles wird die ältere von HEINR. CREDNER und C. STRUCKMANN nach Einzelaufschlüssen beschriebene Schichtfolge des oberen Jura der Umgegend von Hannover in mancherlei Einzelheiten berichtigt, insbesondere wird der Korallenoolith und obere Kimmeridge schärfer abgegrenzt. Neu ist der Nachweis der *Gigas*-Schichten, der Eimbeckhäuser Plattenkalke und der Münders Mergel. Die gewonnenen stratigraphischen Resultate sind am Schlusse der Arbeit in einer vergleichenden Übersichtstabelle zusammengestellt.

Schöndorf.

W. Lohmann: Die Stratigraphie und Tektonik des Wiehengebirges. (3. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1910. 41—62. Mit 2 Taf. u. 1 Textfig.)

Die vorliegende Arbeit bildet eine Ergänzung zu der kurz zuvor erschienenen Dissertation über die geologischen Verhältnisse des Wiehengebirges (siehe das Referat auf p. -487-) und bezweckt eine übersichtliche Darstellung der stark wechselnden faziellen Verhältnisse und der Tektonik.

Die Schichten des Lias und des Doggers bis zu den Bifurcaten-Schichten sind vorwiegend tonig entwickelt. In den Bifurcaten-Schichten macht sich nach oben hin aber schon ein Stärkerwerden des Sandgehaltes geltend, der sich schließlich in den *Württembergicus*-(Schichten mit *Ostrea Knorri* ZIET.) und *Arbustigerus*-Schichten (Cornbrash) zu Kalksandsteinen anreichert. Nach oben (*Aspidoides*-Schichten) findet dann eine Wechsellagerung zwischen Kalksandsteinen und Mergeln und Tonen statt, bis schließlich in den *Macrocephalen*-Schichten (Portasandstein) das sandige Element wieder überwiegt. Der hangendste Braunjura ist dagegen wieder ausschließlich tonig entwickelt.

Die Ausbildung des weißen Jura ist eine recht verschiedene. Der ältere Weißjura, Heersumer-Schichten und Korallenoolith, ist stark sandig

entwickelt, insbesondere besteht der Korallenoolith aus hellen, pflanzenführenden Quarziten mit diskordanter Parallelstruktur, was auf vorübergehende Festlandbildung zur Zeit des Korallenoolith hindeutet. Im Westen liegt an der Basis dieser Quarzite ein aus Schieferthonbrocken bestehendes Konglomerat. Die Schichten des unteren Kimmeridge sind vorwiegend marin ausgebildet, nach oben aber findet sich wiederum ein Sandstein mit diskordanter Parallelstruktur und Fußfährten. Dieser Grenzsandstein reicht über Porta hinaus bis zum Süntel, und läßt auf eine erneute Landbildung am Ende des unteren Kimmeridge schließen.

Die Trennung des mittleren und oberen Kimmeridge, die in der vorher erwähnten Dissertation noch durchgeführt war, wird mangels Leitfossilien für den mittleren Kimmeridge (*Pteroceras oceani* BRONGN. und *Aspidoceras bispinosum* ZIET.) nunmehr aufgegeben. Bemerkenswert ist das Vorkommen von *Echinobrissus scutatus* LAM. und einer *Protocardia*-Bank, wie auch bei Engter das Auftreten einer typischen Korallenbank im mittleren Kimmeridge. Der hangendste Weißjura, *Gigas*-Schichten, Eimbeckhäuser Plattenkalke und Münder Mergel, ist normal entwickelt.

Die faziellen Verhältnisse des oberen Dogger, die Zunahme des terrigenen Materiales nach Südosten unter gleichzeitiger Abnahme des Fossilreichtums, das, von Porta aus gerechnet, linsenförmige Auskeilen der sandigen, Pflanzenreste und Kohlen führenden Sedimente deutet auf die Existenz eines im Süden gelegenen Festlandes zur Zeit des oberen Doggers. Der Malm zeigt umgekehrt eine Zunahme des Kalkes und Fossilreichtums nach Osten, aber trotzdem läßt die sandige Ausbildung der älteren Weißjuraschichten ebenfalls auf ein im Süden gelegenes Festland schließen.

Tektonisch bilden die nordfallenden Weißjuraschichten des Wiehengebirges eine Erosionsstufe auf dem Nordflügel einer im Süden liegenden Sattelaufwölbung, die im Westen durch die „Piesbergachse“, im Osten durch die „Osningachse“ gebildet wird. Nach Westen durch den Wiehengebirgsabbruch abgeschnitten, setzen sie sich nach Osten im Wesergebirge fort. Nördlich des Wiehengebirges liegen als niedrige Vorhöhen flachere Aufsattelungen von Weißjura, die im Westen im Geln, im Osten in Limberg enden, wonach der ganze Sattel „Limbergachse“ genannt wird. Am Nordfuß dieses Sattels verläuft eine weithin verfolgbare streichende Störung.

Schöndorf.

W. Wetzel: Ein Konglomerat in den Grenzschichten zwischen Lias und Dogger des Teutoburger Waldes. (2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1909. X—XI.)

Südlich Bielefeld fand sich inmitten dunkler Tone eine 10 cm mächtige Konglomeratbank, die außer Belemnitenrümmern keine deutlichen Fossilien enthält. Da auch die liegenden und hangenden Tone keine bezeichnenden Fossilien aufweisen, bleibt es unentschieden, ob das fragliche Konglomerat den obersten Lias- oder untersten Doggerschichten angehört.

Schöndorf.

K. Strübin: Zwei Profile durch den oberen Teil des Hauptrogenstein bei Lausen und bei Pratteln (Basler Tafeljura). (Ecl. geol. Helv. 10. 45—47. 1908.)

Ein Profil von etwa 36 m Mächtigkeit durch den unteren und oberen Hauptrogenstein im Steinbruch auf „Stockhalden“ bei Lausen und ein Profil von 17 m durch den unteren und den tieferen Teil des oberen Hauptrogensteins in dem Steinbruch an der „Bruderhalde“ bei Pratteln. Der untere Hauptrogenstein schließt gegen den oberen mit einer angebohrten, von Austern besiedelten Bank ab. Diese Bank ist auch in dem Steinbruch beim Hof Engelsburg bei Bubendorf zu beobachten.

Otto Wilckens.

Hoyer, W.: Die Schichten an der Hangendgrenze des Lias bei Sehnde und Gietenberg, nördlich Hildesheim. (Centralbl. f. Min. etc. 1911. 145—151.)

Trener, G. B.: Über eine Fossilienfundstelle von *Acanthicus*-Schichten bei Lavarone. (Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1910. 398—401.)

Stromer, E.: Über Fossilfunde im Rhät und im unteren Lias bei Altdorf in Mittelfranken. (Abh. nat. Ges. Nürnberg. 1909. 18. 73—76.)

Richardson, L.: On the rhaetic and contiguous deposits of West, Mid, and part of East Somerset. (Quart. Journ. Geol. Soc. 67. 1911. 1—75. 4 Taf.)

Salopek, M.: Über den oberen Jura von Donji Lapac in Kroatien. (Mitt. geol. Ges. Wien. 3. 1910. 541—552. 1 Taf.)

Papp, K.: Beschreibung der während der Forschungsreisen M. v. DÉCHY's im Kaukasus gesammelten Versteinerungen. Kaukasus von M. v. DÉCHY. 3. 141—174. 1910. 10 Taf.)

Gothan, W.: Das geologische Alter der Holzreste von König-Karls-Land. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. Monatsber. p. 163.)

Boehm, G.: Grenzsichten zwischen Jura und Kreide von Kawhia (Nordinsel Neuseelands). (Dies. Jahrb. 1911. I. 1—24. 2 Taf.)

Tertiärformation.

H. G. Stehlin: Das marine Miocän von Hammerstein (Baden). (Ecl. geol. Helv. 11. 287—288. 1910.)

Das genannte Miocän bildet eine kaum fußdicke Sandschicht, die diskordant auf der fast welligen Oberfläche der aufgerichteten oligocänen Molasse (Niveau der Cyrenenmergel) liegt. Otto Wilckens.

P. Arbenz: Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizer Alpen. (Mitt. d. schweiz. geol. Kommission. 1. 1—26. 1909.)

1. Neue Funde von Bohnerz in der Zentralschweiz. Bohnerz an der Basis des Eocäns wurde in den Alpen zuerst von DE LA HARPE und RENEVIER an der Dent du Midi aufgefunden. Andere Fundstellen sind später hinzugekommen. Verf. konnte diese Siderolithbildungen, zu denen auch gewisse grünliche siderolithische Sandsteine gehören, von Meiringen an durch das Gental und die Titliskette bis an den Nordwestfuß des Schloßberges im Hintergrund des Engelberger Tales verfolgen.

2. Zur Lithologie des alpinen Bohnerzes und dessen Begleitgesteine. Das alpine Bohnerz und der Siderolithsandstein ruhen in der Westschweiz auf Gault und Schrattenkalk, vom Gemmgebiet an auf tieferen Stufen der unteren Kreide, in der Titliskette auf den hellgrauen Kalken des obersten Malm. Seine Ablagerungen wechseln im Gesteinscharakter und in der Mächtigkeit, sind bald mehr tonig, bald mehr sandig und greifen bis 15 m tief taschenförmig in die Unterlage (ganz wie im Juragebirge). Von den Taschen aus dringt das siderolithische Material in zahllosen Adern in den umgebenden Kalk, so daß wahre Breccien entstehen („siderolithische Breccien“ — vergl. unter 3). Indem der grünliche Sand den Schichtfugen folgt, entstehen in verschiedenalterigen Gesteinen ähnlich aussehende Bildungen, deren Entstehung schwer erklärlich ist.

Die petrographische Beschaffenheit der Siderolithgesteine ist folgende: Die eisenschüssigen Siderolithsandsteine sind schwarz, grünschwarz, schwarzbraun oder rotbraun gefärbt. Frisch sind sie sehr zäh. Zwischen den Quarzkörnern findet sich eine eisenschüssige Grundmasse aus einem chloritischen, chamosit- oder thuringitähnlichen Mineral. Kugelige bis ellipsoidische Massen im Gestein sind Bohnerze s. s., Pisolithe. Sie sind bald dicht gedrängt, bald spärlich. Die Größe steigt bis zu der eines Hühneris. Meist ist der Kern dicht und strukturlos und die Umrandung konzentrisch-schalig. An Fossilien wurden nur mikroskopisch kleine Splitter verkieselter Echinodermen beobachtet. Einschlüsse von Carbonatgesteinen sind nicht selten; einmal wurde ein Stück verkieselten, grob oolithischen Gesteins mit Foraminiferen gefunden. — Während dieser Typus der Siderolithgesteine als verfestigter, sandiger, eisenreicher Bolus aufzufassen sind, dürfte in den „grünlichen Siderolithsandsteinen“ eine der Huppererden des Juragebirges ähnliche Bildung vorliegen. Das Bindemittel ist hellgrünlich, manchmal auch farblos, wenn überwiegend kieselig. Schließlich kommen noch rostrote und gelbliche Tonschiefer vor.

Die Bohnerzformation ist in der helvetischen Region der zentralen und westlichen Schweizer Alpen auf das autochthone Gebirge und die niedrigsten Decken beschränkt und ist „als das auftauchende Äquivalent der Bohnerzformation des Juragebirges zu betrachten“. Das siderolithische Material kann stets vom Untergrunde abgeleitet werden und ist Überrest aus verwitterten und abgetragenen Schichten. Marine Umlagerung des

Materials erscheint nicht absolut ausgeschlossen. Die Bohnerzbildungen stammen im wesentlichen aus dem älteren Eocän. Sie sind älter als die brackischen Cerithienschichten, über die sich erst die Nummulitentransgression ausdehnt.

3. Der Grindelwalder Marmor. Der sogen. Grindelwalder Marmor ist eine bunte Marmorbrecie. Sie liegt über Hochgebirgskalk und unter Nummulitensandstein. Ihr Zement ist rot, grün bis schwarzgrün; es enthält oft chloritische Substanzen. Nach petrographischer Beschaffenheit und Lagerung handelt es sich um eine „siderolithische Breccie“. Sie ist am Nordrand des Aarmassivs weit verbreitet und erreicht örtlich bis 50 m Mächtigkeit.

Otto Wilckens.

H. G. Stehlin und M. Mieg: Die Ausdehnung des Helvétienmeeres nach Norden. (Ecl. geol. Helv. 10. 754. 1909.)

Bei dem badischen Weiler Hammerstein, ca. 15 km nördlich von Basel, liegen konkordant auf Schichten des Stampien Sande und sandige Mergel mit Haifischzähnen, gerollten mittelmiozänen Landsäugerknochen und Mollusken. „Das Helvétienmeer hat sich also bedeutend weiter nach Norden ausgedehnt“, als man bisher vermutete. „Es hat den südlichen Teil des oberrheinischen Beckens überflutet.“ (Vergl. das folgende Ref.)

Otto Wilckens.

M. Lugeon: Sur le nummulitique de la nappe du Wildhorn entre le Sanetsch et la Kander. (Ecl. geol. Helv. 10. 737—739. 1909.)

In den vordersten Stirnfalten der Wildhorndecke ist das Eocän nur durch das Priabonien vertreten. Es besteht aus (von unten nach oben): Sandsteinen, Kalken mit Lithothamnien und kleinen Nummuliten, Globigerinenschiefern.

Weiter zurück treten in den basalen Sandsteinen Cerithienschichten auf. Was unter diesen liegt, ist als Anvers-Stufe zu betrachten.

Noch weiter südlich (Mittelschenkel der Mittaghornantiklinale) treten ganz an der Basis der unteren Sandsteine große Orthophragminen auf (oberes Lutétien).

Bis hierher liegt das Eocän auf Urgon, weiter südlich aber auf oberer Kreide (Turon oder Senon). Dabei liegen ganz unten Schichten mit großen Nummuliten, darüber gelbe Sandsteine und darüber Globigerinenschiefer. In den gelben Sandsteinen kommt *Harpactocarcinus* vor.

Noch weiter südlich (Fuß des Mt. Bonvin) tritt nur kalkiges Lutétien mit großen Nummuliten und *Assilina* auf.

In der Decke der Plaine morte besteht das Eocän nur aus Priabonischichten.

Im Flysch der inneren Voralpen finden sich Nummuliten, die wahrscheinlich dem Lutétien angehören.

LUGEON kann der von ARNOLD HEIM aufgestellten Klassifikation und Nomenklatur des schweizerischen Eocäns nicht zustimmen.

Am Rothorn (Engstligenalp) kommen Phosphoritknollen aus dem Gault in Schichten mit großen Nummuliten vor, die auf Turon liegen. In der Lohnerkette liegen diese Schichten auf Gault.

Wo große Nummuliten über kleinen wiederkehren, beruht das auf Überschiebung älteren Eocäns auf jüngeres. Otto Wilckens.

L. Mengaud: Tertiaire de la province de Santander (Espagne). (Bull. soc. géol. de Fr. (4.) 10. 1910. 30—33.)

In der Provinz Santander ist das Tertiär in zwei Mulden erhalten: im Becken von San Roman und in dem Becken von San Vincente de la Barquera, wovon das letztere das weit ausgedehntere ist.

Die untersten Eocänschichten sind fossilleer, die fossilführenden Gesteine, unter deren Fossileinschlüssen Foraminiferen am bezeichnendsten sind, beginnen mit dem

- Lutétien: 1. Kalke mit Alveolinen und Flosculinen, Milioliden, *Orbitolites complanatus* und *Nummulites atacicus*, lokal mit Corallineen, auch mit *Assilina praespira*,
 2. Kalke mit Assilinen (*granulosa*—*Leymeriei*), Orthophragminen (*O. Archiaci*) und zahlreiche Nummuliten (*aturicus*, *Lucasi*, *Brongniarti*, *irregularis*, *complanatus*),
 3. Bänke mit sehr großen Nummuliten (*N. complanatus* var. *columbrensis* VERNEUIL) bis über 6 cm,
 4. hellgraue mürbe Orthophragminengesteine.

Darüber folgt:

Bartonien: Konglomerate und Mergel mit Einschlüssen cretaceischer Formen (*Toucasia*, *Polyconites*, *Orbitolina*), ferner mit Orthophragminen und gerollten Nummuliten. Außerdem enthalten die Mergel nicht gerollte Nummuliten (*contortus*—*striatus*).

Sannoisien: Mergel und Konglomerate mit *Nummulites Fichteli-intermedius*.

Stampien: Mitteleocäne und unteroligocäne umgeschwemmte Nummuliten und Lepidocyclinen (*L. dilatata*, *praemarginata*, *Raulini*).

Aquitanien: Die gleichen Lepidocyclinen ohne *Nummulites intermedius*.

R. J. Schubert.

R. Stappenbeck: Geologische Beschreibung der Umgebung des Sees Musters in Patagonien. (Sitz.-Ber. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. 117. Abt. I. 1243—1249. 2 Taf. 1908.)

Hinter der Küste des südöstlichen Chubut führt ein Steilabfall zu dem 6—800 m hohen Tafelland der Pampa da Castilio oder Pampa da Holdich. Der Pico Salamanca ist ein durch Erosion abgetrenntes Stück dieser Pampa, die sich nach den Seen Musters und Colhué-Huapi ziemlich

rasch absenkt. Westlich vom Lago Musters erhebt sich ein hohes und sehr zerrissenes Tafelland. Die Schichtfolge des Gebietes beginnt mit den Areniscas abigarradas oder der Chubutformation, die bei den nördlich gelegenen Häfen Camarones und Cabo Raso auf Quarzporphyr ruht. Es folgt die Pehuenche-Stufe, auch „rote Dinosauriersandsteine“ genannt. Darüber liegt marines Obersenon, v. IHERING's und AMEGHINO's Salamancastufe. Darüber kommen dann die terrestrischen Schichten mit *Notostylops*, *Astraponotus* und *Pyrotherium*. Nach Ablagerung dieser Schichten sind Gabbroergüsse erfolgt. [Gabbro tritt sonst nicht gerade in Ergüssen und Decken auf. Liegt ein anderes Gestein vor? Ref.] Hierauf ist die marine patagonische Molasse zur Ablagerung gelangt. Sie ist sehr fossilreich. Das Alter älterer Schichtgesteine, denen sie am Pico Salamanca diskordant aufruht, konnte noch nicht festgestellt werden. Meist untrennbar mit dieser verknüpft ist der araukanische Sandstein (Pliocän) mit verkieselten Baumstämmen. Ihrer genauen stratigraphischen Stellung nach unsicher, aber jedenfalls jünger als der Gabbro sind die Colpodonschichten. Oberflächlich überall verteilt liegt das „tehuelchische“ Geröll.

Nördlich des Lago Musters wurde Faltung beobachtet, ebenso am Pico Salamanca. Sie betrifft die Pehuenche-Schichten und die Gabbrodecke; ob auch *Notostylops*-Schichten, ist zweifelhaft.

Die Mitteilung ist von einer kolorierten geologischen Karte 1 : 500 000 begleitet. Sie ist als erste dieses Gebietes, die von einem europäischen Geologen aufgenommen ist, von besonderem Interesse.

Otto Wilckens.

-
- Stremme, H.: Überreste tertiärer Verwitterungsrinden in Deutschland. (Geol. Rundschau. I. 1910. 337—344. 1911.)
- Fliegel, G. und J. Stoller: Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1910. 227—257. [1911.])
- Fliegel, G.: Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein. (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. 67. 1910. 78 p. 4 Taf.)
- Dollfus, G. F.: Résumé sur les terrains tertiaires de l'Allemagne Occidentale. Le bassin de Mayence. (Bull. soc. géol. de France. 1910. 582—625. 2 Taf. 1911.)
- Stehlin, H. G.: Das marine Miocän von Hammerstein (Baden). (Verh. Schweiz. Naturf. Ges. 93. Basel. 1910. 1. 1 p.)
- Schaffer, F. X.: Der Leithakalk von Maustrenk (Niederösterreich). (Mitt. geol. Ges. Wien. III. 1910. 481—485.)
- Das Miocän von Eggenburg. Die Fauna der ersten Mediterranstufe des Wiener Beckens und die geol. Verhältnisse der Umgebung des Manhartsbergs in Niederösterreich. (Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. 22. Heft 1. 1910. 48 Taf.)

- Halavats, G. v.: Die neogenen Sedimente der Umgebung von Budapest. (Mitt. aus dem Jahrb. d. k. ung. geol. Reichsanst. 17. 1911. 5 Taf.)
- Simionescu, J.: Sur l'origine des conglomérats verts du Tertiaire Carpathique. (Extrait de la Revue. Annales scientif. de l'Université de Jassy. Jassy 1911.)
- Hume, W. F.: On the effects of secular oscillations in Egypt during the cretaceous and eocene periods. (Quart. Journ. Geol. Soc. 67. 1911. 118—149. 1 Taf.)
- O'Harra, C. C.: The Badland formations of the Black Hills Region, South Dakota. (School of Mines. Bull. No. 9. Rapid City. 1910. 152 p. 20 Fig. 50 Taf.)
- Wilckens, O.: Die Mollusken der antarktischen Tertiärformation. (Wissensch. Ergeb. Schwed. Südpolar-Exp. III. Lief. 13. Stockholm 1911. 42 p. 2 Taf.)

Quartärformation.

F. Mühlberg: Der mutmaßliche Zustand der Schweiz und ihrer Umgebung während der Eiszeit. (Verh. d. schweiz. Naturf. Ges. Freiburg 1907. I. 91—111. 1907.)

Dieser Vortrag beginnt mit einer historischen Einleitung über die Entwicklung unserer Kenntnis der eiszeitlichen Bildungen der Schweiz, sowie der verschiedenen Abschnitte des Eiszeitalters, um deren Erforschung Verf. so große Verdienste hat. Aus den weiteren Ausführungen möge das Folgende erwähnt sein:

Als die älteren Deckenschotter abgelagert wurden, waren die Alpen noch längst nicht so tief erodiert wie heute. An der Stelle des Züricher Sees hat zur Zeit der ersten Vergletscherung ein Hochplateau von der Höhe des Albiskammes bestanden und die Sohle des Linthtales lag in den Alpen 600 m höher als heute. Die Gletscher der ersten Vereisung erstreckten sich etwa bis zum Ütliberg. Die Auflagerungsfläche des jüngeren, tieferen Deckenschotter liegt 120—130 m unter der Sohle des älteren und 100—130 m über der jetzigen Talsohle. In der Zeit zwischen der Ablagerung der beiden Deckenschotter hat also eine starke Erosion stattgefunden. Moränen aus der zweiten Eiszeit kennt man in der Schweiz nicht. Es folgte nach Ablagerung der jüngeren Deckenschotter wieder eine starke Erosion. Die Täler wurden dadurch z. T. bis unter die heutige Talsohle vertieft. Zur folgenden Vergletscherung gehören die Hochterrassenschotter. Wegen des Fehlens wallisischer Gerölle in der Hochterrasse des Rhône-gletschergebietes in den Kantonen Aargau, Solothurn, Bern und Freiburg hat man diese Schotter wohl als fluvial und nicht als fluvio-glazial aufgefaßt. Bei einer vierten Vergletscherung sind die Eismassen über den westlichen Jura bis in die Nähe von Besançon und über den nördlichen Jura bis über Basel hinaus vorgedrungen. Der Rhône-gletscher

staute sich am südwestlichen Jura. Ein Zweig floß bis über Lyon hinaus, ein anderer vereinigte sich westlich von der Mündung der Aare in den Rhein mit dem Reuß-, Linth- und Rheingletscher. Die größte Ausdehnung der Gletscher ist weder im Jura noch nördlich von Basel durch wallförmige Endmoränen, sondern nur durch zerstreute erratische Blöcke und Grundmoränen angedeutet. Auch im Rückzugsgebiet findet man eine Andeutung von einem Endmoränenwall höchstens bei Möhlin. Die fünfte und letzte Vergletscherung mag dieser maximalen rasch gefolgt sein. An ein im Vergleich mit dem heutigen wärmeres Klima in der letzten Interglazialzeit glaubt MÜHLBERG nicht. *Buxus sempervireus* und *Rhododendron ponticum* in der Höttinger Breccie beweisen es nicht.

Die letzte Vergletscherung erzeugte die großen Wallmoränen, die sich in ziemlich übereinstimmenden Abständen in den verschiedenen Gebieten als Rückzugsstadien finden, im Reuß-, im Linthgebiet usw. So beobachtet man in dem ersteren zunächst die aus mehreren Wällen bestehende Endmoräne bei Seon im aargauischen Seetal, 4 km weiter rückwärts den Moränenwall am Rückrande des Hallwiler Sees, 12 km südlicher einen Wall am Nordrande des Baldeggersees, noch südlicher 5 kleinere Wälle am Ende des und im Vierwaldstättersee und zuletzt 10—20 km vom Rande der heutigen Gletscher in den inneren Alpentälern noch mindestens je einen deutlichen Wall. Im mittelschweizerischen Hügelland hat seit dem Ende der zweiten Zwischeneiszeit keine erhebliche Vertiefung der Täler mehr stattgefunden.

Bei Annahme einer langen Dauer der letzten Interglazialzeit muß dieser und nicht den Gletschern die Erosion der sogen. Taltröge der Alpentäler zugeschrieben werden. Das Eis hat nicht nur diese Taltröge, sondern sicher auch die höheren, breiten Partien der Täler erfüllt. Warum, so fragt MÜHLBERG, sollte es da nur einen so engen Taltrög ausgeschürft haben?

Otto Wilckens.

H. Schardt: Éboulement préhistorique, situé entre Lavorgo et Giornico, dans la vallée du Tessin. (Ecl. geol. Helv. 10. 755—756.)

Die auffallende Unregelmäßigkeit im Längsprofil des Tessintales zwischen Lavorgo und Giornico ist auf einen großen vorhistorischen Bergsturz zurückzuführen, der von der linken Flanke des Tales von oberhalb Anzonico und Calonico heruntergekommen sein muß. Seine Masse beträgt etwa 500 Millionen cbm. Auf Blatt XIX der geologischen Karte der Schweiz 1:100 000 ist der aus dem Bergsturzmaterial bestehende Hügel vom Chironico fälschlich als anstehender Gneis angegeben.

Otto Wilckens.

E. Fleury: Contributions nouvelles à la spéléologie du Jura bernois. (Ecl. geol. Helv. 10. 751—754. 1909.)

Verf. hat eine Anzahl von Höhlen im Berner Jura durchforscht und dabei Ergebnisse gewonnen, deren wichtigste die folgenden sind:

Die meisten Höhlen sind tektonisch angelegt und vom Wasser ausgearbeitet, indem sie dort liegen, wo namentlich in den Scheiteln von Antiklinalen, in den Kalken Spalten auftreten. Meist findet sich gelber, mehr oder weniger eisenschüssiger Höhlenlehm. Stalaktiten und Stalagmiten sind selten.

Otto Wilckens.

H. Schardt: La Pierre des Marmettes et la grande Moraine de Blocs de Monthey (Valais). (Ecl. geol. Helv. 10. 555—566. Taf.)

Mit herzlicher Anteilnahme wird jeder Naturfreund den Bericht SCHARDT's über die schließlich von Erfolg gekrönten Bemühungen lesen, die zur Rettung des gewaltigen erratischen Blockes „Pierre des Marmettes“ bei Monthey im Wallis geführt haben. Die Heimatschutzbestrebungen haben hier ein wunderbares Denkmal der einstigen Vergletscherung der Schweiz vor der Zerstörung durch die Granitindustrie bewahrt. Wer kannte nicht diesen schon von DE CHARPENTIER beachteten Riesenwanderblock mit dem Garten und dem zierlichen Häuschen darauf, wenigstens aus Abbildungen! Wie mancher, der ihn wirklich sah, grüßte ihn wohl wie einen alten Freund nach den Bildern, die er von ihm gesehen hatte. Nun steht er unter dem Schutze der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, nachdem mehr als 30 000 Fr. für seinen Ankauf von der Eidgenossenschaft, der Regierung des Kantons Wallis und durch freiwillige Spenden aufgebracht waren.

Dem Bericht sind Bilder, auch von anderen bemerkenswerten großen Blöcken bei Monthey, beigegeben.

Otto Wilckens.

E. Gogarten: Die Frage der erratischen Blöcke in der Schweiz. (Ecl. geol. Helv. 10. 734—737. 1909.)

Unsere Kenntnis der erratischen Blöcke in der Schweiz befindet sich in einem jammervollen Zustande. Das bei A. FAVRE eingegangene Material über dieselben existiert nicht mehr; Berichte über die genaue Lage der Blöcke und ihr Gesteinsmaterial fehlen überall, wann man von STRÜBIN's und KÄECH's Verzeichnis der Blöcke im Basler Jura absieht. Für die Ortsbezeichnung der Lage nach den Siegfriedblättern sollte man den Nullpunkt der Koordinaten nicht an der SW.-Ecke des Blattes, sondern an der SW.-Ecke des betreffenden Kartenquadrates nehmen. Das Schema des Berichtes über jeden Block sollte folgendes sein:

1. Gegend, 2. No. des Kartenblattes, 3. Lage nach Koordinaten, 4. Höhe überm Meer, 5. Lokalität, 6. Maße, 7. Gestein, 8. Herkunft, 9. Angabe, ob zerstört oder konserviert, 10. Literatur, 11. Bemerkungen.

Otto Wilckens.

J. Brunhes: *Interprétation nouvelle de l'érosion glaciaire.* (Ecl. geol. Helv. 10. 34—36. 1908.)

Glaziale und fluviale Morphologie sowohl wie Erosion zeigen mehr Beziehungen und Ähnlichkeiten, als man meist annimmt. Der Gletscher wirkt nicht nur durch sein Eis, sondern auch durch seine Schmelzwasser. Die Übertiefung der Glazialtäler könnte man vielleicht auf die Tätigkeit der subglazialen Schmelzbäche zurückführen, die unter den Rändern des Gletschers hinströmen. Die Riegel und Inselberge (z. B. Belpberg!) wölben sich ja in der Mitte immer am höchsten. Wenn das Eis nachträglich einen solchen Buckel oder Riegel wegnimmt, entsteht ein Trogtal von U-Form.

Otto Wilckens.

-
- Lepsius, R.: *Das Diluvium im norddeutschen Tiefland.* (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. Monatsber. 175.)
- Siegert, L. und W. Weißermel: *Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels.* (Abh. k. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 60. 1911. 350 p. 17 Taf.)
- Stoller, J.: *Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) Norddeutschlands. II. Lauenburg a. Elbe.* (Jahr. preuß. geol. Landesanst. 1911. 109—144.)
- Wüst, E.: *Die pleistocänen Ablagerungen des Travertingebietes der Gegend von Weimar und ihre Fossilienbestände in ihrer Bedeutung für die Beurteilung der Klimaschwankungen des Eiszeitalters.* (Zeitschr. f. Naturw. 82. 1910. [1911.] 161—252. 1 Taf.)
- Kilian, W. und M. Gignoux: *Les niveaux de cailloutis et les terrasses des environs de Saint-Rambert-d'Albou (Drôme) et de Beaurepaire (Isère).* (Compt. rend. 151. 1910. 1023 ff.)
- *Les terrasses fluvioglaciaires de la Bièvre et de la Basse-Isère.* (Ibid. 1100 ff.)
- *Essai de coordination des niveaux de cailloutis et des terrasses du Bas-Dauphiné.* (Ibid. 1329 ff.)
- Leppia, A.: *Das Diluvium der Mosel.* (Jahr. preuß. geol. Landesanst. f. 1910. Berlin 1911. 343—376.)
- Hasse, G.: *Les Schijns et l'Escaut primitifs à Anvers.* (Bull. Soc. belge de géol. Mém. 24. 439—453. 3 Taf. Bruxelles.)
- Siegert, L., E. Naumann, E. Picard: *Nochmals über das Alter des thüringischen Lösses.* (Centralbl. f. Min. etc. 1911. 327.)
- Tornquist, A.: *Über die Diskordanz in Geschiebemergelablagerungen Norddeutschlands.* (Centralbl. f. Min. etc. 1911. 377.)

- Berg, G.: Glaziale Bodenformen westlich von Kupferberg im Riesengebirge. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. Monatsber. 139.)
- Lepsius, R.: Über die Verlagerung der Wasserscheide in Skandinavien nach der Eiszeit. (Geol. Rundschau. 1911. 2. 1 ff.)
- Wasserscheide und Eisscheide in Skandinavien. Erwiderung. (Geol. Rundschau. 2. 134.)
- Milthers, V.: Preliminary report on boulders of swedish and baltic rocks in the southwest of Norway. (Medd. fra Dansk. Geol. Fören. No. 17. Kopenhagen 1911. 509—513.)
- Ravn, J. P. J.: Om en spalte i Kalkstenen ved Faxe. (Medd. fra Dansk. Geol. Fören. No. 17. Kopenhagen 1911. 513—527.)
- Grönwall, K. A.: Om samhörigheden mellem Tosterup konglomerat og nogle bornholmske blokke. (Medd. fra Dansk. Geol. Fören. No. 17. Kopenhagen 1911. 527—531.)
- Reck, H.: Glazialgeologische Studien über die rezenten und diluvialen Gletschergebiete Islands. (Zeitschr. f. Gletscherk. 5. 1911. 241—297.)
- Drygalski, E. v.: Spitzbergens Landformen und ihre Vereisung. (Abh. bayer. Akad. d. Wiss. 25. 1911. 61 p.)
- Rutot, A.: Essai sur les variations du climat pendant l'époque quaternaire en Belgique. (Aus: Postglaziale Klimaveränderungen. Stockholm 1910. 35—47.)
- Wright, W. B.: A preglacial shoreline in the Western Isles of Scotland (Geol. Mag. 1911. 97—109. 1 Taf.)
- Olbrich, K.: Das Klima der postglazialen Zeit und die vorgeschichtliche Chronologie. (Mannus. 26—38. 1911.)
- Calvin, S.: Present phase of the Pleistocene Problem in Iowa. (Bull. Geol. Soc. of Amer. 1910. 20. 133—152.)
- Lepsius, R.: Über Gletschererosion. (Monatsber. geol. Ges. 62. 1910. 675—686. 1911.)
- Carney, F.: Glacial erosion on Kelleys island, Ohio. (Bull. Geol. Soc. of Amer. 1909. 20. 640—645.)
- Shimeck, B.: Aftonian sands and gravels in western Iowa. (Bull. Geol. Soc. of Amer. 1910. 20. 399—408.)
- Capps, St. R.: Pleistocene geology of the Leadville quadrangle, Colorado. (U. S. geol. Survey. Bull. 386. 1909. 99 p. 18 Fig. 8 Taf.)
- Yabe, H.: A new pleistocene fauna at Tokyo. (Geol. Mag. 1911. 210—217.)
-