

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

J. Golfier: Esquisse d'un système orthogonal. (Bull. soc. géol. France. 3. 449—459. 2 Karten. 1 Taf. 1903.)

Die Untersuchungen des Verf.'s stellen einen neuen Versuch dar, in der Art des Vorgehens von ÉLIE DE BEAUMONT, LOVATHIAN GREEN und MICHEL-LÉVY ein allgemeines Gesetz für die Anordnung der Gebirge und Meere auf der Erdoberfläche zu finden; sie führen zu dem Ergebnis, daß die Faltungen der Erdrinde sich wesentlich nach zwei aufeinander senkrechten Richtungsgruppen vollzogen haben, wie es MARCEL BERTRAND schon einmal angenommen hatte.

Die Betrachtung geht aus von der Ebene, welche die Erde (als Kugel aufgefaßt) in zwei Halbkugeln zerlegt, von denen die eine $\frac{5}{8}$ des gesamten Festlandes enthält, während die zweite hauptsächlich den Stillen Ozean und das südliche Eismeer umfaßt. Da der Stille Ozean geologisch uralt ist, legt Verf. diese Ebene so, daß der ihre Trace an der Erdoberfläche bezeichnende größte Kreis möglichst den gefalteten Gebirgsketten der pazifischen Küsten folgt. Dieser Bedingung genügt am besten ein größter Kreis, dessen Pol der Ätna ist und der, $52^{\circ} 18'$ gegen den Erdäquator geneigt, diesen unter $102^{\circ} 40'$ Ost zwischen Sumatra und Borneo und entsprechend in Ecuador schneidet (Pazifischer Meridian der weiteren Betrachtungen).

Senkrecht zu diesem größten Kreis, von den Antillen bis zu den Malaiischen Inseln und sogar bis Neu-Seeland erstreckt sich die Zone der Alpenketten und der dem Mittelmeergebiet entsprechend entwickelten Formationen. Ein dieser Zone entsprechender größter Kreis, senkrecht zu dem pazifischen, geht durch den Ätna; er entfernt sich von den Alpenketten nur im Himalaja und in Neu-Guinea, die er nördlich läßt, und trennt die Festlandhalbkugel in zwei von alters her voneinander unabhängige geologische Gebiete: das nordamerikanisch-eurasische Gebiet und das alte indo-afrikanisch-brasilianische Festland (Mediterraner Äquator).

Ein dritter größter Kreis, senkrecht zu den beiden anderen durch den Ätna gelegt, geht nahe beim geographischen Nordpol und Südpol durch und schneidet den geographischen Äquator fast rechtwinkelig (unter einem Winkel von $88^{\circ}28'$ bei $11^{\circ}29'$ Ost; er teilt sowohl die Landhalbkugel wie die Meerhalbkugel (mehr oder weniger) symmetrisch (Meridian des Ätna).

Ein Vergleich der Leitlinien der Gebirge und Einsenkungen mit diesen drei größten Kreisen zeigt, daß diese Leitlinien parallel oder senkrecht zum Mediterranen Äquator liegen, und zwar herrschen in der Nähe dieses Äquators die parallelen Richtungen, mit zunehmender Entfernung wiegen die Richtungen der Meridiane vor. Teilt man durch weitere Meridiane jedes Viertel des Äquators in vier gleiche Teile, so sieht man, daß die nicht äquatorialen Leitlinien diesen Meridianen folgen.

Für die Frage, bis zu welchem Grade und mit welchen Abweichungen diese Gesetzmäßigkeiten zu beobachten sind, muß auf das Original und seine Karten verwiesen werden; Verf. betont besonders, wie scharf in der durch die jüngsten und bedeutendsten Äquatorialfaltungen ausgezeichneten Mediterranzone die Scharungen und Umbiegungsstellen mit den Schnittpunkten der den Äquator in 16 Teile zerlegenden Meridiane zusammenfallen.

Die geschilderten Gesetzmäßigkeiten lassen sich in den Leitlinien der Gebirge und Verteilung von Land und Meer von der Karbonzeit an beobachten und werden für die späteren Zeiten immer deutlicher.

Schließlich spricht Verf. die Vermutung aus, daß der von ihm konstruierte Mediterrane Äquator von der Zeit der herzynischen Faltung bis zum Beginn der Alpenfaltung auch der geographische Äquator war; die Alpenfaltung verursachte eine Störung des Gleichgewichtes und somit eine Verschiebung der Pole und des Äquators. Für diese Annahme spricht der Umstand, daß die durch gleiches Klima charakterisierten Provinzen des oberen Jura, Kreide und Tertiär bis zum mittleren Miozän in den Antillen und der pazifischen Küste Nordamerikas $20-30^{\circ}$ südlicher liegen als in Europa. Eine derartige Verschiebung der Pollinie, die erst nach mehrfachen, immer schwächer werdenden Schwankungen zu Ruhe kommen würde, könnte auch die verschiedenen Eiszeiten und Interglazialzeiten erklären.

Milch.

F. Henrich: Über die Temperaturverhältnisse in dem Bohrloch Paruschowitz V. (Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen. 52. 11 p. 1904; Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 316—320.)

Die Temperaturbeobachtungen in dem 2000,34 m tiefen Bohrloch Paruschowitz V wurden von einer Teufe von 6 m bis zu einer vorher noch nicht erreichten Teufe von 1959 m (mit Ausflußthermometern) angestellt. Es liegen für diesen Teufenintervall 64 Temperaturangaben, immer im Abstände von 31 m. vor, deren jede das Resultat von 6 Be-

obachtungen darstellt. Bei 6 m Teufe beobachtete man $12,1^{\circ}\text{C.}$, bei 1959 m Teufe $69,3^{\circ}\text{C.}$ Man bemerkt aus den Angaben, daß die Temperatur mit der Teufe stets zunimmt, und zwar im Mittel auf 31 m um $0,91^{\circ}\text{C.}$ Nun ergibt aber die Tabelle, daß die Temperaturdifferenz zweier aufeinander folgender Beobachtungen nicht stets $0,91^{\circ}\text{C.}$ beträgt, sondern wir finden als Temperaturdifferenz alle Werte von $0,1$ — $2,7$. Die Wahrscheinlichkeitsrechnung lehrt, daß der wahrscheinliche Fehler einer jeden Temperaturangabe $0,25^{\circ}\text{C.}$ ist. Der Fehler $0,91$ dürfte nach der Wahrscheinlichkeitsrechnung in 64 Fällen bei dem eingeschlagenen Beobachtungsverfahren nur einmal zum Vorschein kommen, entweder positiv oder negativ. Es dürfte also nur einmal eine scheinbare Temperaturzunahme von $0,91 \pm 0,91$, das ist von 0, oder $1,82^{\circ}\text{C.}$ sich zeigen. Tatsächlich zeigt sie sich mehrmals, und wir schließen daher, daß unvorhergesehene Ereignisse, z. B. das Einmünden von Quellen, das Einsickern von Wasser, die Messungen wiederholt beeinflusst haben.

Teilt man die 64 Beobachtungen in zwei Hälften, so findet man als Summe der Temperaturzunahme auf 31 m für die eine Hälfte $26,2^{\circ}$, für die andere Hälfte 31° . Indessen ist diese Ungleichheit nur scheinbar: man hat in 6 m Teufe die Temperatur $12,1^{\circ}\text{C.}$ beobachtet, tatsächlich müßte aber die mittlere Temperatur für Paruschowitz $7,8^{\circ}\text{C.}$ betragen, wie man auch in einem benachbarten Bohrloch in dieser Teufe $7,75^{\circ}\text{C.}$ festgestellt hat. Man muß also zu der einen Hälfte noch $12,1 - 7,8 = 4,3^{\circ}$ hinzuzählen, so daß dann die Temperaturzunahme in ihrer Summe für beide Hälften nahezu gleich wären. Dazu kommt noch, daß in 1122 m Teufe ein 10 m mächtiges Kohlenflöz angetroffen wurde, dessen Kompaktheit und schlechte Wärmeleitungsfähigkeit dazu beiträgt, daß die aus der Teufe heraufdringende Wärme weniger stark als durch nasses Gestein fortgeleitet wird. Zieht man dies alles in Betracht, so gelangt man notwendigerweise zu dem Schlusse, daß die Temperatur in dem Bohrloch Paruschowitz V der Teufe proportional zunimmt. Will man eine Gleichung finden, aus der die Beobachtungen für jede Teufe berechnet werden können, mit der Bedingung, daß keine andere Gleichung derselben Form bessere Resultate liefert, so lautet diese: $T = 7,4017 + 0,031424 \cdot S$, wo S die Teufe, T die dort herrschende Temperatur bedeutet. Für $S = 6$ liefert die Gleichung den Wert 7,6, der mit der mittleren Temperatur von Paruschowitz bis auf $0,2^{\circ}$ übereinstimmt; für $S = 1959\text{ m}$ liefert sie die Temperatur 69° , die von der beobachteten nur um $0,3^{\circ}$ abweicht. Danach nimmt also die Temperatur der Teufe proportional, und zwar um 1°C. auf 31,82 m zu; in Sperenberg beträgt die Zunahme auf 33,04 m, in Schladebach auf 35,46 m 1°C.

Die Breite von Paruschowitz ist $50^{\circ} 7'$, die östliche Länge $17^{\circ} 55'$, die Höhe 254 m, die mittlere Temperatur $7,8^{\circ}\text{C.}$

Das Bohrloch wurde im Steinkohlengebirge niedergebracht, es hat nicht weniger als 82 Steinkohlenflöze durchsunken, von denen die meisten eine Mächtigkeit von $0,18$ — $3,5\text{ m}$ haben. Nur ein Flöz in 1127,5 m Teufe, wo eine Temperatur von $43,5^{\circ}\text{C.}$ herrscht, erreicht 10 m Mächtig-

keit. Mit den Flözen wechseln ab grauer Sandstein, Schieferletten mit Sandstein, sandiger Schiefer, Quarzit, Schiefer mit Eisensteinen und Konglomeraten.

A. Sachs.

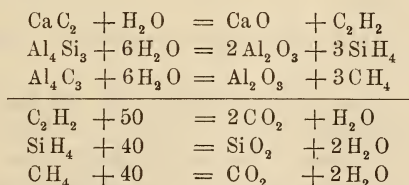
H. Höfer: Underground Temperatures, especially in Coal-mines. (Transact. of the Instit. of Mining Engin. 1904.)

Die Abhandlung enthält einige bemerkenswerte weitere Belege und Nachträge zu den Darlegungen des Verf.'s über die Wärmeverhältnisse im kohleführenden Gebirge, worüber in dies. Jahrb. 1903. II. -44- referiert worden ist. Als auf einen Beweis, daß die geringen geothermischen Tiefenstufen im nordwestböhmisches Braunkohlengebiet nicht etwa durch die dort verbreiteten Eruptivmassen beeinflusst sind, wird auf PULJ'S Temperaturmessungen in einem Bohrloch bei Bilin hingewiesen, aus welchen hervorgeht, daß in der Gneisunterlage des kohleführenden Tertiärs, obwohl sie ebenso wie dieses von Eruptivmassen durchbrochen wird, die geothermische Tiefenstufe fast die normale ist. Von den neu angeführten Beispielen ungewöhnlich geringer, nach HÖFER durch den Wärmeeffekt des Kohlungsprozesses bedingter geothermischer Tiefenstufen sind jene aus dem Falkenauer Braunkohlenbecken von besonderem Interesse. In einigen dortigen Gruben betragen die Tiefenstufen nur 2,79—13 m, in Bohrlöchern 4—8,75 m. Die immerhin beträchtlichen Differenzen seien namentlich durch den Einfluß der Wasserzirkulation in den Schichten verursacht.

Katzer.

A. Rossel: Une cause possible des éruptions volcaniques. (Ecl. geol. Helv. 7. (4.) 1903. 355—357.)

Verf. stellt eine Hypothese des Vulkanismus auf; ausgehend von der Annahme, daß die gesteinsbildenden Stoffe im Erdinnern als Karbide, Silicide, Phosphide etc. vorhanden seien bei Abwesenheit von Sauerstoff. In dieser Form sind die Stoffe beständig, während sie sich als sauerstoffhaltende Verbindungen im elektrischen Ofen verflüchtigen lassen. Tritt Wasser und Sauerstoff in Berührung mit den Karbiden etc., so treten folgende Reaktionen ein:



Hierauf kann die Bildung von Silikaten und Karbonaten erfolgen. Diese heftigen chemischen Reaktionen werden als Urheber von Erdbeben und vulkanischen Eruptionen angesprochen.

H. Preiswerk.

G. De Lorenzo: The History of Volcanic Action in the Phlegræan Fields. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 60. 296—315. Pl. XXVI—XXVIII. Maps and Sections. 1904.)

Verf. gibt in der vorliegenden, auf Veranlassung A. GEIKIE's gemachten Zusammenstellung der Ergebnisse seiner eigenen, RIVA's und anderer Untersuchungen eine sehr lesenswerte und interessante Übersicht der geologischen Geschichte des Golfes von Neapel. Die Arbeit ist durch geologische Kärtchen des Golfes von Neapel in 1 : 500 000 und der Phlegräischen Felder in 1 : 100 000 illustriert. Die Tabelle auf S. -207- erläutert die vulkanische Tätigkeit der Phlegräischen Felder.

Da es nicht möglich ist, an dieser Stelle die Einzelheiten der lesenswerten Schilderung wiederzugeben, möge es gestattet sein, wenigstens die Hauptergebnisse des Verf.'s mitzuteilen.

Am Ende des Pliozän, während die Apennin-Kette in Hebung begriffen war, begannen die vulkanischen Eruptionen des Golfs von Neapel in einem stark gestörten, aber im großen und ganzen nach der Mitte synklinal geneigten und noch vom Meere bedeckten Gebiete. In den Phlegräischen Feldern begann nun eine ununterbrochene Folge von vulkanischen Eruptionen, zuerst unter, später deutlich über dem Meeresspiegel. Die älteren Ablagerungen zeigen großartigere Phänomene von auch horizontal größerer Verbreitung an. In späterer Zeit nahm die Intensität und die horizontale Ausdehnung der vulkanischen Phänomene mehr und mehr ab. Sie zogen sich gegen das Zentrum des vulkanischen Distriktes zurück, indem sie südwärts und seewärts wanderten, „von dem Wasser des Ozeans den kinetischen Faktor, den Dampf, empfangend“ (S. 310). Die vulkanische Tätigkeit, die „immer mit orogenetischen Bewegungen verknüpft ist“, folgte auch bei Neapel der Erhebung der Apenninen. Und wie diese Erhebung im Norden begann und sich dann mehr und mehr nach Süden verlegte, so begannen die vulkanischen Eruptionen in den Toskanischen Maremmen und der Umgebung von Rom, wanderten dann über die Inseln zu den Phlegräischen Feldern und dem Vesuv, um jetzt hauptsächlich auf den Äolischen Inseln und am Ätna ihre Tätigkeit zu entfalten.

Wilhelm Salomon.

J. Milne: World-shaking earthquakes. (Nature. 67. 1902. 69—70.)

Referat über einen Vortrag MILNE's vor der Royal Geographical Society. Verf. unterscheidet makroseismische Beben, welche ganze Kontinente oder die gesamte Erdoberfläche erschüttern, und mikroseismische, deren Aktionsradius 200 engl. Meilen nicht übersteigt. Er macht wichtige Bemerkungen über Art und Fortpflanzung der makroseismischen Wellen, ihre Beziehungen zu vulkanischen Ausbrüchen und zu Störungen der erdmagnetischen Kräfte.

E. Philippi.

Medium d. Eruption	Periode	Eruptionen von Aschen, Lapilli, Binsstein und anderem losen vulkanischem Material	Eruptionen von Lava und Schlacken
Subaerische Eruptionen	Dritte Periode	Monte Nuovo	Phonolithische Schlacken des Mte. Nuovo
		Fondi di Baia	
		Averner See	Lenkotephrit des Averner Sees
		Monte Grillo	Laven und Schlacken des Mte. Olibano, der inneren Kegel der Astroni und der Kratere von Campana
		Monte Ruscello	
		Bildung des äußeren Astroni-Walles	Alte Laven der Solfatara. Schlacken des Mte. Spina und trachytische Masse von Caprara
		Eruptionen losen Materials von Agnano	Schlackeneruptionen von Santa Maria del Pianto, Ponti Rossi
Submarine Eruptionen		Eruptionen losen Materials von Agnano	Fondo Ricio und La Concola
		Eruptionen von Fuorigrotta, Soccavo, Pianura, Quarto, Teano usw.	
		Gelber Tuff von Nisida, Posilipo, Vomero, Capodimonte, Camaldoli, Gauro, Pozzuoli, Quarto, Monte di Cuma, Procida, Porto Miseno, Capo Miseno usw.	(?) Trachytische Massen der verschiedenen Tunnel unter dem Vomero
Submarine Eruptionen	Zweite Periode	Breccien und Konglomerate von Camaldoli, Cuma, Monte di Procida, Monte Santo usw.	Schlackige Laven und Schlacken des Mte. di Procida, Mte di Cuma usw.
	Erste Periode	Pipernoide Tuffe von Campanien	Piperno. Trachyt von Cuma

J. Milne: Earthquake observations in Galicia. (Nature. 67. 1903. 235.)

Referat über eine Arbeit von LÁSKA, betreffend galizische Erdbeben des Jahres 1901. Die behandelten Gegenstände sind: Bezeichnung der einzelnen Phasen eines Erdbebens und eine Methode, die Entfernung vom Zentrum eines Erdbebens aus dem Seismogramm zu bestimmen.

E. Philippi.

J. Milne: Recent earthquakes. (Nature. 67. 1903. 348.)

Bericht über die auf der Insel Wight registrierten Erdbeben des Januar und Februar 1903.

E. Philippi.

Seismological notes. (Nature. 69. 1903. 160—162.)

Referat über KUSAKABE, Fortpflanzung der Erdbebenwellen in Gesteinen, HÖRNES, Makedonisches Erdbeben vom 5. Juli 1902, LÁSKA, Bestimmung des Erdbebenzentrums mit Hilfe von Seismogrammen, MAZELLE, Beziehungen zwischen mikroseismischen Schwankungen und Zuständen der Atmosphäre und Hydrosphäre, KNETT, Erdbeben in Böhmen, FAIDIGA, Dalmatinisches Erdbeben vom 2. Juli 1898, RICCO, Über den Ätnakrater, COSTANZO und AGAMEMNONE, Pendelschwankungen und ihre Beziehungen zu Veränderungen der Atmosphäre, ŌMORI, Über japanische Erdbeben, und IMAMURA, Über die Seismogramme des MILNE'schen Horizontalpendels.

E. Philippi.

Seismological notes. (Nature. 68. 1903. 235.)

Referat über Arbeiten von ŌMORI (Tokio), Über ein Erdbeben auf den Philippinen vom Dezember 1902, über eine Modifikation seines Seismometers von GRABLOWITZ und über ein Erdbeben vom 29. Juni 1896, das AGAMEMNONE beschrieben hat.

E. Philippi.

P. Lory: Epigénie glacière du Drac. (Ecl. geol. Helv. 7. (4.) 1903. 299—300.)

Vom mittleren Lauf des Drac, eines Nebenflusses der Isère, beschreibt Verf. ein Beispiel von Flußverlegung und Auswaschung neuer Erosionsrinnen infolge glazialer Aufschüttungen im alten Flußtal (epigénie glacière). Der Drac wurde durch die Aufschüttungen genötigt, sein neues Bett durch den antiktinalen Kern harter Gesteinsschichten zu graben, dem der alte Flußlauf ausgewichen war.

H. Preiswerk.

Petrographie.

F. Fouqué: Les analyses en bloc et leur interprétation. (Bull. Soc. franç. Min. 25. Paris 1902. 278—359.)

Man hat aus der chemischen Analyse von Eruptivgesteinen die Natur des Erdinnern wenigstens in seinen äußeren Partien ermitteln und Schlüsse ziehen zu können geglaubt auf die chemischen Änderungen der Magmen bis zu ihrer Verfestigung. Schließlich sollte hieraus eine Klassifizierung der Gesteine nach ihren genetischen Beziehungen erfolgen. Man ist auf Widersprüche und auf Hindernisse gestoßen.

Wenn die Gesamtanalyse eines holokristallinen Gesteins und die Analysen der einzelnen Gemeingteile vorliegen, so kann das Mengenverhältnis der letzteren ermittelt werden; ist aber nur die Gesamtanalyse gegeben, so ermöglicht auch das genaueste mikroskopische Studium keine sichere Ermittlung der relativen Mineralmengen, da isomorphe Mischungen sowie sekundäre Produkte allerlei Schwankungen zur Folge haben.

Sichere Schlüsse auf die Genese des Gesteins aber gestattet auch die vollständige chemische und mineralogische Untersuchung nicht. Die plutonischen Gesteine führen andere Minerale als die Produkte unserer heutigen Vulkane; ihre Minerale ähneln mehr denen der aus wässriger Lösung entstandenen Erzgänge. Die Häufigkeit von Quarz, Muscovit, Turmalin, Flußspat in plutonischen Gesteinen läßt darauf schließen, daß jene Gesteine, wenn sie einem Schmelzfluß entstammen, diesem keineswegs entsprechen, vielmehr einen durch Auswaschung und Verdampfung bewirkten Auszug desselben darstellen. Man kann also durch die Analyse plutonischer Gesteine nicht die Zusammensetzung des erzeugenden Magmas erhalten — um so weniger, als diese Gesteine nach der Verfestigung sehr häufig intensive Umwandlungen erfahren haben.

Die vulkanischen Gesteine dagegen entstehen vor unseren Augen, lassen sich auch aus Schmelzfluß künstlich herstellen, ihre Differenzierungen erstrecken sich nur auf kurze Entfernung. Hier ergibt die Gesteinsanalyse tatsächlich die Zusammensetzung des Muttermagmas. Die Auslegung der Gesamtanalyse wird bedeutend erleichtert durch die Annahme gewisser „Submoleküle“ (Kerne), welche sich aus den Mineralkomponenten der Gesteine ableiten lassen, sowie durch die Annahme strenger Gültigkeit des TSCHERMAK'schen Feldspatgesetzes.

Im folgenden sollen die Analysen vulkanischer Gesteine von Santorin und aus der Auvergne interpretiert und eventuell zu brauchbaren Schlüssen verwertet werden. Die Analysen sind z. T. kürzlich im Collège de France angefertigt, z. T. des Verf.'s Werk über Santorin entnommen. [Es sind 40 an der Zahl; auf ihre Wiedergabe muß daher hier im allgemeinen verzichtet werden. Ref.]

Die Gewichtsprocente werden in Molekularprocente umgerechnet; das gesamte Alkali wird auf Feldspat verrechnet, dann der gesamte Kalk (bezw. Tonerde) auf Anorthit, das gesamte Eisenoxyd auf Magnetit, darauf die Magnesia, der Eisenoxydulrest und der eventuelle Kalkrest auf Meta-

silikat und schließlich die freie Kieselsäure, eventuell auch freie Tonerde erhalten. Dann wird die durchschnittliche Zusammensetzung der Feldspate ermittelt. Z. T. ist die Zeit der Eruption angegeben. Endlich wurde meist das spezifische Gewicht sowie der Glühverlust bestimmt. [Übertragung der Gesteinsnamen in die in Deutschland üblichen erscheint überflüssig. Ref.]

I. Santorin.

- a) Labradorandesite (Santorinite-BECKE),
- b) Anorthitlabradorite (Alboranite-BECKE),
- c) Hornblendeandesite und Dacite.

a) Labradorandesite (auch Bomben) von verschiedenen Orten Santorins, dann von Thera, Therasia, Aspronisi. Makroskopisch: Labradorit; mikroskopisch: Hypersthen, Augit, Olivin, Magnetit, Alkalifeldspat-Mikrolithe, Glas. Feldspat im Mittel von Ab_6An_1 bis Ab_1An_1 [Ab bedeutet Albit + Orthoklas. Ref.] bei den verschiedenen Gesteinen schwankend; die Tonerde ist fast stets im Überschuß, was wohl einem Sesquioxydgehalt der Pyroxene entspricht. Die Analyse einer Lava von Miera Kameni ergab in Gewichtsprozenten: SiO_2 65,97, TiO_2 0,47, Al_2O_3 19,70, Fe_2O_3 2,00, FeO 2,67, CaO 2,68, MgO 1,05, Na_2O 5,04, K_2O 1,47; Sa. 101,05.

b) Anorthitlabradorite von Thera, Giorgios, Methana, z. T. Einschlüsse im Labradorandesit. Auch ein Bimsstein von Santorin mit einem Feldspatmittel von $Ab_{20}An_1$ wird hierher gestellt. Einsprenglinge: Anorthit oder Bytownit; Mikrolithe: Labradorit, Andesin; mehr Augit als Hypersthen. Ab_1An_1 bis Ab_1An_4 als Feldspatmittel der verschiedenen Gesteine. Kalk + Alkali wiegt gegenüber Tonerde vor (der Kalkrest wird auf Metasilikat verrechnet. Analyse einer Lava von Thera: SiO_2 52,4, Al_2O_3 21,3, Fe_2O_3 4,2, FeO 4,5, CaO 11,8, MgO 3,9, Na_2O 1,8, K_2O 0,1; Sa. 100,0.

c) Hornblendeandesite und Dacite von Santorin. Diese Typen sind älter als die beiden vorigen, Übergänge in letztere existieren nicht; charakteristisch ist die unresorbierte Hornblende und das Fehlen des Hypersthens. Meist starke Silifizierung (Opal, Chalcedon, Quarz).

Der Hornblendeandesit von Akrotiri hat Tonerdeüberschuß und ein Feldspatmittel von Ab_3An_2 ; er ist chemisch manchen Santoriniten sehr ähnlich, als Gestein aber grundverschieden.

Der Perlit von Balos hat ein Feldspatmittel von $Ab_{43}An_1$ und Kalküberschuß. Alle möglichen Übergänge in das vorige Gestein.

Es folgen hier einige Betrachtungen über Benennung und Klassifizierung.

II. Anvergne.

- a) Trachyandesite, Hornblendeandesite, Biotitandesite, Augitandesite,
- b) Phonolithe,
- c) Basalte.

a) Andesite. Tonerde ist stets im Überschuß. Da die Feldspateinsprenglinge bereits in dem Feldspat-Werk des Verf.'s eingehend studiert sind, soll hier deren Zusammensetzung mit dem Feldspatmittel des Gesteins verglichen werden. Trachyandesit von Sancy. Mittel Ab_9An_1 bis $Ab_{10}An_1$, Einsprenglinge wegen starker Silifizierung nicht zu

analysieren. Trachyandesit von Pignon bei Murat (Cantal). Mittel $Ab_{13}An_1$, Einsprenglinge Anorthoklas und Andesit, ersterer in größeren und spärlicheren Kristallen. Hornblendeandesit von Viaguin (Cantal). Mittel $Ab_{16}An_1$ bis $Ab_{17}An_1$, Einsprenglinge Ab_2An_1 . Übrigens viel Tridymit. Hornblendeandesit von Chastel (Cantal). Mittel Ab_4An_1 , Einsprenglinge Andesin bis Andesin-Oligoklas. Hornblendeandesit von Lioran (Cantal). Mittel Ab_4An_1 , Einsprenglinge Ab_2An_1 . Hornblendeandesit von Fraisse-haut (Ruisseau de la Bourgade). Mittel Ab_5An_2 , Einsprenglinge Ab_2An_1 , also ungefähr gleich dem Mittel. Ebensoviel Augit wie Hornblende; ohne freie SiO_2 , jedoch u. d. M. etwas Tridymit. Biotitandesit vom Plomb du Cantal. Mittel Ab_7An_2 , Einsprenglinge Ab_1An_1 . SiO_2 -Überschuß fast = 0, Ab_2O_8 -Überschuß = 0. Augitandesit von Sévérac (Cantal). Mittel Ab_2An_1 , Einsprenglinge Ab_1An_1 , letztere auch weniger reich an Kali [dies dürfte wohl allgemein mit größerem Anorthitgehalt verknüpft sein. Ref.]. Frei von Hornblende und von Biotit. Augit- und Labradormikrolithe weisen auf Übergang zu den Labradoriten hin.

b) Phonolithe. Feldspatphonolith von Puy-Grioux (Cantal). Mittel Ab_5An_1 , Einsprenglinge zum großen Teil Anorthoklas, im Durchschnitt Ab_6An_1 , also im Gegensatz zur Regel saurer als die zweite Generation. Nephelin nicht nachweisbar. Feldspatphonolith von La Terrisse (Cantal). Mittel Ab_2An_1 , Einsprenglinge Ab_5An_1 , also wiederum jene Ausnahme!

c) Basalte. Andesitischer Basalt von La Morangie (Puy-de-Dôme). Mittel Ab_4An_3 , Einsprenglinge Anorthoklas mit zonarem Sanidin, ferner Andesin-Oligoklas, Andesin, Labrador, Labrador-Bytownit und Bytownit, durchschnittlich jedoch Oligoklaszusammensetzung. Olivinhaltig. Interessanter Übergang zwischen zwei so verschiedenen Typen wie Trachyt und Basalt. Analyse: SiO_2 53,08, TiO_2 1,24, Ab_2O_3 21,41, Fe_2O_3 3,60, FeO 5,84, CaO 6,90, MgO 3,11, Na_2O 3,68, K_2O 1,55; Sa. 100,41.

Doleritischer Basalt von Sériers (Puy-de-Dôme). Mittel Ab_4An_3 , nur eine Generation, holokristallin. Feldspat, Pyroxen, Olivin, Magnetit. Doleritischer Basalt von Bouzentès (Cantal). Mittel Ab_3An_4 bis Ab_3An_5 , eine Generation. Basalt von Puy de la Croix (Cantal). Mittel Ab_4An_3 , Einsprenglinge Labrador und Labrador-Bytownit, also ungefähr dem Mittel entsprechend.

Zum Schluß unterzieht Verf. die Spaltungstheorie einer kritischen Prüfung: Diese Theorie führt auf einige Hypothesen, nämlich 1. Die Erde bestand einst aus einem homogenen Schmelzfluß. 2. Die Verschiedenartigkeit der Eruptivgesteine ist eine Folge spontaner Trennungen, die sich im Urmagma infolge von Temperaturdifferenzen vollzogen. 3. Die Differenzierung schreitet noch heute fort, indem sich Teilmagmen in tertiäre Magmen spalten etc.

Verf. schließt auf Grund seiner Prüfung dieser Hypothesen: 1. Die Heterogenität des Erdballes ist eine ursprüngliche sowohl in peripherischer wie in radialer Erstreckung; sie unterlag keineswegs beträchtlichen Änderungen. Die infolge der Dichtedifferenz zwischen ausgeschiedenen Kristallen und Schmelzfluß auftretenden Bewegungen sind die einzigen Ursachen

merklicher räumlicher Verschiebungen. 2. Die Differenzierungslehre stößt auf schwere Hindernisse, wenn nicht gar auf Unmöglichkeiten. 3. Sie beruht auf willkürlichen Eingebungen. Die Beobachtungsdaten, die sie angeblich stützen, sind unsicher oder anderer wahrscheinlicherer Auslegungen fähig.

Johnsen.

W. Bergt: Aschenstruktur in vogtländischen Diabastuffen. (Abhandl. naturw. Gesellsch. Isis. Jahrg. 1903. 26—29. 1 Taf.)

Die große Seltenheit von Aschenstrukturen bei sächsischen Diabastuffen erklärt sich leicht durch die Angreifbarkeit des basischen Glases, das hohe Alter der Tuffe und die tektonischen Veränderungen, denen sie ausgesetzt waren; trotzdem gelang es dem Verf., in drei Diabastuffen deutliche Reste der primären Struktur nachzuweisen.

Der Diabastuff von Markusgrün bei Gutenfürst im Vogtlande erweist sich durch die Umgrenzung der ihn zusammensetzenden Massen als aufgebaut aus vulkanischen Aschen und Sanden, in denen vereinzelt makroskopisch sichtbare Lapilli liegen, wenn auch weder Glas noch primäre Diabasminerale erhalten sind; das Gestein von der Barthmühle im Elstertal (Blatt Schönbach der preußischen Spezialkarte) ist ein verfestigter vulkanischer Diabassand, in dem Diabaskörnchen von verschiedener Zusammensetzung und Struktur sowie zahlreiche unzersetzte Kristallbruchstücke von Augit durch ein jetzt in Chlorit umgewandeltes Bindemittel verkittet sind. Ein ähnliches Gestein tritt bei der Rentzschmühle im Steinigt bei Elsterberg auf, während ein anderes aus diabasischem Material aufgebautes Vorkommen von dem gleichen Fundpunkt sich als umgewandelter verfestigter vulkanischer Staub und feiner Bimssteinsand erweist.

Die Tafel enthält 6 charakteristische Mikrophotogramme.

Milch.

Philipp Schmidt: Beiträge zur Kenntnis der basaltischen Gesteine der Gegend von Roth am Ostabhang der Rhön. Inaug.-Diss. 41 p. 1902. Erlangen.

Verf. beschreibt Gesteine aus der Osthälfte des von PRÖSCHOLDT (dies. Jahrb. 1897. I. -56-) kartographisch dargestellten Gebietes, speziell aus den vier Ausläufern, die zwischen dem Bauersberg bei Bischofsheim und Roth aus der Langen Rhön östlich gegen die Triasebene heraustreten.

I. Nephelinbasalte. Ein Gestein von der Sumpfkuppe, mit dem Gangolfsberg in Verbindung stehend, im hinteren Teil des Dürren Grabens, enthält als Einsprenglinge rötlichbraunen, zonar struierten, von innen nach außen dunkler werdenden Augit und Olivin in einer fluidal angeordneten, zu $\frac{2}{3}$ aus heller braunem, nicht kristallographisch begrenztem Augit und $\frac{1}{3}$ Nephelin, in gedrungeenen Prismen ausgebildet, bestehenden Grundmasse. Magnetit ist in großer Menge, aber nur kleinen Körnchen entwickelt; kleine Biotitblättchen sind primär. Die

chemische Zusammensetzung (Anal. I) ergibt die OSANN'sche Typenformel: $s_{43} a_3 c_4 f_{18}$. Das Gestein der Rother Kuppe unterscheidet sich von ihm durch Fehlen des Augites unter den Einsprenglingen, durch Olivin-gehalt der Grundmasse und Entwicklung des Nephelins als sogen. Nephelin-basis; das Gestein des Rother Berges führt neben dem Nephelin in nicht bedeutender Menge kleine Feldspatleisten, seine Augiteinsprenglinge besitzen bisweilen durch Verwachsung mit Nephelin ein schwammiges Aussehen, der Olivin der Grundmasse erscheint säulig verlängert.

II. Als Nephelinbasanit wird das Gestein der Decke nördlich von der Sumpfkuppe wegen seines etwas größeren Plagioklas-gehaltes bezeichnet; bis auf das Fehlen des Olivins in der Grundmasse steht es dem Gestein des Rother Berges sehr nahe.

III. Feldspatbasalte treten als normal (d. h. typisch porphyrisch mit sehr feinkörniger Grundmasse) bezeichnet hauptsächlich am hinteren Gangolfsberg auf; auch der Basalt des Steinernen Hauses (Höhe des Strutberges) gehört hierher: „Auf kleinem Raume erheben sich da bis zu einer Höhe von etwa 12 m eine kolossale Menge regelmäßiger, 1—2 m langer, gegen 30—50 cm und mehr im Durchmesser haltender, meist fünfseitiger, prismatischer Basaltsäulen, die wie aus dem Boden herausgewachsen sind und an vielen Stellen wie Kanonenrohre radienartig hervorstehen.“

Die in dem Gebiet weitverbreiteten grobkörnigen Feldspat-basalte (Dolerite) finden sich hauptsächlich am Strutberg bei Oberelzbach, sodann nördlich davon am Gangolfsberg und am Reupers, weiter südlich an der sogen. Kalten Buche, südwestlich von Ginolfs; wahrscheinlich bildeten sie eine zusammenhängende, später durch nachfolgende Eruptionen und Erosion in mehrere Teile zerlegte Decke. Die Gesteine bestehen in bekannter Weise und bekannter Anordnung aus Plagioklasleisten, Augit, Titaneisen und Olivin, mit sehr geringen Mengen Glas; bisweilen treten größere gutbegrenzte Augite (Kalte Buche) oder Olivine (Gangolfsberg) als Einsprenglinge hervor. Chemisch ergibt der Durchschnitt aus den 5 Analysen (II—VI) die OSANN'sche Typenformel

$s_{54} a_{2,5} c_5 f_{12,5}$.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO ²	41,52	49,83	49,92	50,47	49,67	48,83
TiO ²	0,81	1,73	1,80	1,51	1,67	1,89
Al ² O ³	13,99	13,20	13,39	12,41	12,72	12,90
Fe ² O ³	8,32	7,29	8,07	8,78	8,19	4,81
FeO	5,28	4,67	4,82	3,89	4,26	6,55
MgO	7,74	5,90	6,13	5,73	7,41	7,68
CaO	13,61	11,57	10,68	10,19	9,38	9,89
Na ² O	3,98	2,78	2,83	2,57	3,56	3,32
K ² O	1,63	1,31	1,11	1,19	1,35	1,43
P ² O ⁵	2,01	0,78	1,06	1,31	1,07	1,27
H ² O	1,47	1,07	0,94	1,09	0,91	1,24
Sa.	100,36	100,13	100,75	99,14	100,19 ¹	99,81
Spez. Gew. .	3,0457	2,8919	2,9629	2,9093	2,8879	2,9376

¹ nicht 100,21.

- I. Nephelinbasalt, Sumpfkuppe.
- II. Dolerit, Strutberg, Mitte.
- III. „ Strutberg (Petriberg).
- IV. „ Kalte Buche.
- V. „ Reupers.
- VI. „ Gangolfsberg. Milch.

F. Ammon: Beiträge zur Kenntniss der Speckstein- und Pseudophitbildung. Inaug.-Diss. Erlangen. 44 p. 1902.

A. Die Specksteinbildungen bei Göpfersgrün-Thiersheim (ostnordöstlich von Wunsiedel im Fichtelgebirge). Der Speckstein findet sich theils in plattigen Überzügen, theils in derben knolligen Massen an einer Stelle, wo Phyllit und Kalk in Berührung mit Granit stehen, als Einlagerung von wechselnder Mächtigkeit meist zwischen Kalk und völlig zersetztem Phyllit.

Ein Aufschluß auf der Emilienzeche zeigt die Umwandlung von Kalk in Steatit: unter Dammerde steht zunächst ein als Verwitterungsrückstand von Dolomit angesprochener Mulm mit Specksteinpartikeln an, darunter Dolomit, größtenteils mürbe und bröckelig. In seiner Nähe finden sich über sandig zerfallenen Dolomit- oder Kalkbrocken größere Knollen von Speckstein, häufig ist er auch krusten- und trümmerartig mit dem Kalk verwachsen. Unter ihm liegt völlig in sandigen Grus aufgelöster Granit.

	Frischer Kristallgranit von Neuenreuth (nach BENNER)	Granitsand Emilienzeche
SiO ²	73,71	62,27
Al ² O ³	11,59	24,16
Fe ² O ³	1,98	3,67
MgO	0,92	0,28
CaO	0,65	0,14
Na ² O }	9,24	1,21
K ² O }		
H ² O	2,14	9,25
Sa.	100,23	100,98

Folgende Analysen, bis auf I sämtlich von der Emilienzeche, zeigen die Zunahme des Kalkes an MgCO³ resp. die Steatitneubildungen:

- I. Urkalk von Wunsiedel (nach GÜMBEL).
- II. Braungelber, grobkörniger Kalkstein (Rückstand ist Quarz).
- III. Graulichweißes, feinkörniges Karbonatgestein, mit dem Speckstein nicht in unmittelbarer Verbindung; herrschend frische Karbonate, daneben netzartig getrübt mit Talkschrüppchen. Im Rückstand außer Talk ein grammatitähnlicher Körper. Analyse des Rückstandes IIIa.

- IV. Braunes, grobkörniges Gestein, nicht aus der unmittelbaren Nachbarschaft des Steatites. Rückstand Talk und neugebildete Quarzkörnchen, Anal. IV a.
- V. Feinkörniges Karbonatgestein, fast ganz aus Dolomit bestehend, eng verbunden mit
- VI. Grobkörniges Karbonatgestein mit elfenbeinweißen Streifen, aus dichtem Speckstein bestehend, der die Gestalt der verdrängten Karbonatkristalle wiedergibt; das Gestein enthält eine Druse, deren Wandungen nierenförmiger Steatit bekleidet, auf ihm sitzen schöne Kalkspatkristalle. U. d. M. erkennt man neben altem und frischem Karbonat getrübe Substanz, in die sich der Talk hineinfrißt, neugebildete wasserhelle Karbonatkriställchen und winzige Quarzkörnchen.
- VII. Gestein aus der Nähe des anstehenden Specksteins, bräunlichgrau, mit dünnen Specksteinlagen. U. d. M. wechseln dünne Lagen von Talkschüppchen mit trübem Karbonat.
- VIII. Lagenstruktur infolge umfassenderer Talkbildung undeutlich, u. d. M. Talknester zwischen trübem Karbonat. Rückstand Talk.
- IX. Steatit, 2—3 cm starke Platten; das körnige Gefüge ist in der Pseudomorphose erhalten. CO_2 nicht vorhanden.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
CaCO_3 . .	97,40	88,71	54,41	51,87	53,45	53,44	43,85	42,62
MgCO_3 . .	1,50	3,92	37,63	39,96	44,12	40,14	32,48	28,48
FeCO_3 . .	0,30 H_2O	5,10	1,43	3,49	0,60 ¹	1,15 ¹	5,17	4,10
Rückstand	0,60 (SiO_2)	2,55	7,06	4,90	1,64	5,13	18,25	25,00
Sa.	99,80	100,28	100,53	100,22	99,81	99,86	99,75	100,20
			III a.	IV a.		IX.		
SiO_2			58,51	60,65		61,64		
Al_2O_3			5,94	2,90		—		
Fe_2O_3			1,94	2,80		1,61		
MgO			26,97	27,32		28,96		
CaO			—	—		2,39		
H_2O			6,85	5,86		4,54		
Sa.			100,21	99,53		99,14		

Die Hauptmasse des Thiersheimer Specksteins verdankt seine Entstehung veränderten Phylliten; den Vorgang zeigen folgende Analysen:

- I. Phyllit frisch, Kothigenbibersbach.
- II. Schieferiger, gefalteter Phyllit aus einem 8 m tiefen Stollen der Emilienzeche, in einiger Entfernung vom Steatit, bräunlichgelb verwittert, auf den Schieferungsflächen zuweilen noch glänzend.
- III. Bräunlicher, verwitteter Phyllit, vom gleichen Fundort.
- IV. Stark umgewandelter Phyllit, grünlichgrau, Bänderung der Schieferung entsprechend, dünne Lagen und Knollen neben massig- bis

¹ im Original steht Fe_2O_3 .

radialstengelig struierten Quarzknauern in einem völlig in Lehm umgewandelten Phyllit bildend; u. d. M. ein grünes, schuppiges Haufwerk von Talkschüppchen.

V. Nachbargestein des typischen Specksteins, von ihm kaum noch zu unterscheiden, in 18 m Tiefe.

Im allgemeinen nimmt die Menge und Güte des Specksteins mit der Tiefe zu.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ²	63,24	53,74	54,16	54,05	59,70
Al ² O ³	20,43	13,72	8,28	5,72	6,15
Fe ² O ³	6,45	5,16	5,72	6,63	1,55
Mg O	1,49	16,42	24,70	21,43	27,48
Ca O	2,73	1,05	—	—	—
Na ² O }	3,26	2,00	1,68	1,01	—
K ² O }					
H ² O	3,00	7,33	5,33	5,09	4,99
Sa.	100,60	99,42	99,87	101,28	99,87

Die Zusammensetzung der weichen, plastischen Phyllitlehme ergibt sich aus folgenden Analysen:

	härterer Lehm	weicherer Lehm
Si O ²	43,10	39,05
Al ² O ³	24,92	32,25
Fe ² O ³	5,68	11,26
Mg O	9,80	3,85
H ² O	16,00	12,89
Sa.	99,50	99,30

Für die Bildung des Specksteins schreibt Verf. dem Granit eine wichtige Rolle zu: wässrige Lösungen führen dem Phyllit aus dem mürbe gewordenen und ausgelaugten Granit Magnesialösungen zu, die das Gestein in Steatit umwandeln; in Lösung gegangene Kieselsäure wird teils zum Aufbau des Specksteins verwendet, teils als Quarz ausgeschieden, der „später passiv der Steatitisierung zum Opfer fallen kann“, wie Specksteinmasse in nierenförmigen oder muscheligen Vertiefungen der oben-erwähnten derben strahligen Quarzstücke beweist.

Für die Entstehung des Specksteins aus Kalk nimmt Verf. eine doppelte Einwirkung an: zunächst wurde der Kalk hydrochemisch dolomitisiert, und dann wurden diese dolomitischen Kalke durch Einwirkung der infiltrierten Si O² zersetzt, indem Magnesiumsilikat gebildet und Ca CO³ fortgeführt wurde.

Daß die Magnesiazufuhr auch noch in der Gegenwart stattfindet, beweist die Analyse des Kesselsteins des mit Grubenwasser gespeisten Dampfkessels, die folgende Zusammensetzung ergab: Ca CO³ 51,78, Mg CO³ 36,39, Fe² O³ 1,00, Rückstand (Magnesiumsilikat mit etwas Quarz) 11,33; Sa. 100,50.

B. Pseudophitbildung im Kalkstein des Strehlerbergs bei Markt-Redwitz. STADLINGER hatte gezeigt, daß sich im Granit des Strehlerberges Neubildungen von Pseudophit einstellen, die schließlich alle primären Gemengteile verdrängen; Verf. weist nach, daß die gleichen Neubildungen, wenn auch in geringerem Maße, den dolomitischen Kalk im Kontakt mit Granit ergreifen können. Folgende Analysen werden mitgeteilt:

- I. Feinkörniges Karbonatgestein (Rückstand Quarz).
- II. Karbonatgestein mit parallel angeordneten grasgrünen Adern.
- IIa. Substanz dieser Adern, in heißer, konzentrierter HCl völlig löslich, chemisch mit einem von STADLINGER analysierten zersetzten Granit des Strehlerberges übereinstimmend. Karbonat matt, chloritische Substanz in rosettenförmigen Aggregaten.
- III. Grobkörniges Karbonatgestein, nach allen Richtungen von einem graugrünen Umwandlungsprodukt durchzogen; ungetrübte Karbonate fehlen, chloritähnliche Substanz von Quarz begleitet. Einige Meter vom Granitkontakt entfernt.
- IIIa. Rückstand.
- IV. Graugrüne fettige Substanz (von nicht mitanalysierten Quarzadern mit Kalkspatrhomboedern kreuz und quer durchzogen).

	I.	II.	III.
Ca CO ³	52,72	46,47	44,16
Mg CO ³	42,64	37,27	33,62
Fe ² O ³	1,23	0,98	1,67
Rückstand	3,45	14,68	20,73
Sa.	100,04	99,40	100,18
		IIa.	IIIa.
Quarz		—	13,00
Si O ²		36,33	35,61
Al ² O ³		20,01	17,25
Fe ² O ³		9,07	7,50
Mg O		23,99	18,65
H ² O		10,91	8,16
Sa.		100,31	100,17
			100,42

Die Entstehung des Pseudophit im Karbonat ist an den Dolomit gebunden; magnesiaarme Kalke des Strehlerbergs sind frei von dieser Neubildung. Auch hier nimmt Verf. einen doppelten Prozeß an: erst Dolomitisierung und nachfolgende, den Pseudophit hervorrufende Infiltration. Die Herkunft der erforderlichen Tonerde ist nicht geklärt.

C. Analysen des Karbonatgesteins von Stemmas, östlich von Thiersheim, das von mehreren Granitgängen durchbrochen ist, die in ihm Wollastonit erzeugt haben, lassen sehr wechselnden Magnesiagehalt erkennen; Verf. bemerkt hier im Gegensatz zu einer Angabe auf p. 9 seiner Arbeit, „daß zwischen Magnesiagehalt und Granitnähe keine Beziehung

ersichtlich ist, im allgemeinen sogar die näher am Granit gelegenen Partien magnesiaärmer sind“. Die Analysen ergaben nach Abzug des unlöslichen Rückstandes (wesentlich Wollastonit und Quarz):

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
CaCO_3 . . .	95,36	76,25	72,23	64,14	58,29	56,67
MgCO_3 . . .	4,64	23,50	27,77	33,96	42,29	43,51
Fe_2O_3 . . .	0,76	0,84	0,54	1,85	Sp.	Sp.
Sa.	100,76	100,59	100,54	99,95	100,58	100,18
					Milch.	

Franz Kolenec: Über einige leukokrate Ganggesteine vom Monzoni und Predazzo. (Mitt. naturw. Vereins Steiermark für 1903. 161—212. Mit 1 Taf.)

Ein ausführliches Referat über diese Arbeit würde über den Raum, der zur Verfügung steht, hinausgehen. Verf. beschreibt eine Reihe von leukokraten Ganggesteinen, welche DOELTER mit seinen Schülern auf den Exkursionen in den Jahren 1901 und 1902 gesammelt hatte. Er gibt zuerst eine kurze allgemeine Notiz über die Minerale, die in jenen Gesteinen auftreten: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Augit, Hornblende, Biotit, Apatit, Magnetit, Titanit. Bemerkenswert ist, daß die Plagioklase auch in manchen Graniten der basischen Reihe angehören, der Augit in einigen Syeniten sich dem Ägirinaugit zu nähern scheint.

Hierauf folgt ein Abschnitt über die Struktur und eine Einteilung der Gesteine.

I. Granite. Quarzreiche Gesteine mit vorwaltendem Orthoklas, und zwar: 1. Granite; 2. Granitporphyre; 3. Granitaplite.

II. Syenite. Quarzarme oder -freie Gesteine mit stark gegenüber Plagioklas vorwaltendem Orthoklas. 1. Quarzführende Syenite; 2. Syenite; 3. Syenitporphyre; 4. Syenitaplite scil. Orthoklasite.

III. Bostonitporphyre.

IV. Monzonite. 1. Monzonite (nur bei den betreffenden Kontakten behandelt); 2. Monzonitporphyre; 3. Monzonitaplite scil. Feldspatite, wie KOLENEC zur Unterscheidung von Monzoniten mit Aplitstruktur jene Gesteine nennt, die im wesentlichen nur aus Orthoklasen und Plagioklasen bestehen.

Bostonitporphyre nennt KOLENEC Orthoklasgesteine, in denen in einer Grundmasse von z. T. trachytischer Struktur Orthoklaseinsprenglinge auftreten.

Nun folgen eine Anzahl von Gesteinsbeschreibungen, von denen hier nur einige wenige erwähnt seien.

Granitgang von Allochet, Südseite, 50 m unter dem Allochet-Paß. Der Plagioklas dieses feinkörnigen Gesteines tritt gegen Orthoklas zurück, soll aber sehr basisch sein (Ab_1An_5 ca.).

Granitgang von ebenda in ca. 2400 m Höhe. Feinkörniges Gestein mit glimmerreichen Einschlüssen. In letzteren treten Nadeln eines Minerals auf,

das Verf. nach MICHEL-LÉVY's Tafeln für Korund zu halten geneigt ist, was er aber wegen der Unmöglichkeit der Separation nicht mit Sicherheit behauptet. Dieses Gestein soll ident sein mit dem von WEBER vom gleichen Ort beschriebenen.

Mikrogranit von Val Deserta (= „Otschrunde“). Bemerkenswert ist das Auftreten myrmekitischer Verwachsung von Orthoklas und Quarz.

Granitporphyr zwischen Toal di Rizzoni und Allochet, südlich der Ricoletta-Spitze. Einsprenglinge von vorwiegend Quarz, weniger Orthoklas und Biotit treten in einer Grundmasse von Quarz und Orthoklas auf.

Granitaplit 100 m südlich vom Allochet-Paß. Der Plagioklas gehört der Albitreihe an.

Quarzführender Syenit von Palle rabiose (I. Gang von Süden). Der spärliche Plagioklas ist Ab_1An_3 — Ab_1An_4 .

Syenitporphyr von Cadinbrut, 2500 m, Südschloß. Horizontaler Steig von Palaverde nach Westen. In einer Grundmasse von vorwiegend Orthoklas mit wenig Quarz, Biotit, Apatit und Magnetit treten Einsprenglinge von Orthoklas, Plagioklas (Ab_6An_1 — Ab_5An_1) und wenig Biotit auf.

Quarzführender Syenitaplit unter Mal Inverno. Der Quarz ist ziemlich reichlich.

Quarzfreier aplitischer Syenit westlich des Traversellit-Tales. Monzoni. Plagioklas nur in Spuren.

Bostonitporphyre. Verf. beschreibt einen von Monzoni (Schlucht südöstlich der Ricoletta-Spitze) und östlich vom Mte. Agnello scil. Canzocoli. Bezüglich der Charakteristik vergl. das oben Gesagte. Im Anhang zu der Arbeit reiht Verf. hier ein vom Ref. gefundenes Gestein aus dem Val di Riv an, welches letzterer nach genauerer Überlegung als sicher ident mit dem von ROMBERG erwähnten „kirschroten Gang“ hält. Als Monzonitporphyre bezeichnet KOLENEC mittelkörnige bis feinkörnige Gesteine, wesentlich aus Orthoklas und Plagioklas, neben Quarz und den gewöhnlichen dunklen Gemengteilen bestehend, in dem Einsprenglinge von Orthoklas und Plagioklas, selten Quarz, Hornblende und Biotit auftreten. Hierauf werden noch einige Feldspatite (Monzonitaplite) beschrieben, welche durch Zunahme des Orthoklases Übergänge zu den Syenitapliten (Orthoklasiten) bilden. Von Feldspatiten führt er in dem folgenden chemischen Teil zwei Analysen, eine von DOELTER, eine von IPPEN an.

I. Quarzhaltiger Feldspatit vom Nordabhange des Rizzoni gegen Le Selle 2400 m.

II. Gang im Augitporphyr östlich von Boscampo.

	I.	II.
SiO_2	65,37	66,74
Al_2O_3	17,06	13,57
Fe_2O_3	1,70	} 3,42
FeO	1,12	
MgO	0,40	0,74
CaO	2,47	1,00
Na_2O	4,81	5,81
K_2O	6,94	9,01
H_2O	1,81	0,75

[Diese beiden Gesteine dürften wohl zu Syeniten zu stellen sein, ebenso wie auch ROMBERG's hier besprochene Analyse des Monzonitaplit 1, Canzocoli-Weg. Die Scheidung ist überhaupt bei so sauren Gesteinen eine schwierige und darum oft willkürlich erscheinend. Anm. des Ref.]

Bezüglich LEMBERG's Granitader vom Coruon, die ROMBERG als Quarzbostonit bezeichnet, stellt sich KOLENEC auf Seite LEMBERG's [Anm. des Ref.: Anscheinend mit Recht] und erklärt ihn auch als Granit oder Quarzsyenit. Es folgt dann eine Zusammenstellung schon bekannter Analysen.

Zum Schlusse sind noch 5 Bilder nach Photographien IPPEN's angefügt.

Aus der ganzen Arbeit geht, wie auch Verf. bemerkt, hervor, daß in den Eruptivgebieten von Predazzo und Monzoni sich Übergänge von Monzonit zu Syenit und weiter zu Granit finden. C. Hlawatsch.

1. **H. Preiswerk:** Der Serpentin am Geißpfad (Oberwallis). (Elogae geol. helv. 7. 123—125. 1901.)

2. —: Über Dunitserpentin am Geißpfadpaß im Oberwallis. 31 p. 4 Profile. Inaug.-Diss. Basel 1901.

Der Gebirgskamm, der zwischen dem Monte Leone und dem Ofenhorn die Grenze des Kantons Wallis und Italiens bildet, besteht im wesentlichen aus Gneis. Beiderseits der Paßhöhe des Geißpfades, der vom Binnental ins Val Antigorio führt, tritt aber eine große Serpentinmasse darin auf. Dieselbe kommt mit den Bündner-Schiefern, die sonst in diesem Teil der Alpen die Heimat der „Grünsteine“ zu sein pflegen, so gut wie gar nicht in Berührung, obwohl die Gneiskette auf beiden Seiten von mesozoischen Dolomiten und Kalkphylliten begleitet wird. Der Gneis schießt von allen Seiten unter die Serpentinmasse ein; im Westen wird sie auch von Gneis überlagert; das Fehlen dieser Erscheinung im Osten ist wohl auf Erosion des hangenden Gneises zurückzuführen.

Die randlichen Partien des Serpentin's sind schiefrig ausgebildet, gegen das Zentrum zu wird die Bankung immer größer. Im Innern treten diejenigen Gesteinstypen auf, die am schwächsten serpentiniert sind. An ihnen läßt sich das Ausgangsmaterial des Serpentin's feststellen: Es ist Dunit mit gelegentlichen Übergängen zu Wehrilit. Sein Olivin, dessen rundliche Körner manchmal Spuren dynamischer Deformation in Form von undulöser Auslöschung zeigen, ist mehr oder weniger in Antigorit verwandelt (Maschenstruktur kommt nicht vor). Die beiden Umwandlungen, die mechanische und die chemische, treten unabhängig voneinander auf. Spärlich erscheinen Diallag und etwas Chromit. Ferner finden sich als sekundäre Bildungen Amphibol und die von DUPARC „matière colloïde“ genannte, mikrokristalline oder amorphe, optisch isotrope, chloritartige Substanz, die PREISWERK für ein Zwischenglied zwischen dem optisch positiven Chlorit und dem optisch negativen Antigorit auffassen möchte. Sie tritt teils in zusammenhängenden Partien, im Schliiff als rundliche Flecken, häufig auch als kranzförmige Einfassung der Eisenerze, teils in strukturell dem Antigorit analogen Massen auf.

Der Dumit hat folgende chemische Zusammensetzung: SiO_2 41,65, Al_2O_3 1,47, Fe_2O_3 2,03, Cr_2O_3 Spur, FeO 6,49, CaO 1,72, MgO 42,26, H_2O 3,82.

Die von DUPARC analysierten Gesteine vom Geißpfadpaß, die weit mehr Wasser und weniger Magnesium enthalten, gehören zu den „Fleckenserpentinen“. Es sind stärker serpentinierte, tiefgrüne Gesteine, die den mehr randlichen Partien der Masse angehören. Fleckig sind sie durch einen sekundär gebildeten Amphibol der Aktinolith-Tremolit-Reihe. Das Serpentinmaterial ist Antigorit, dessen Blättchen zu netzartig struierten Aggregaten zusammentreten. Die chemische Verschiedenheit dieser randlichen Gesteinsmassen ist wohl auf Spaltungsvorgänge im ursprünglichen Magma zurückzuführen.

Von Diallagit wurden einzelne Blöcke aufgefunden. Der Diallagit zeigt bemerkenswerte Umwandlungserscheinungen: er zerfällt direkt in Serpentin, resp. Chlorit, Eisenerz und Tremolit.

In den äußersten Teilen der Masse treten dann „Blätterserpentine“ auf. (Von ihnen hat wahrscheinlich das Mineral Antigorit seinen Namen erhalten.) Ihre Blätterung geht der Grenzfläche von Gneis und Serpentin parallel. Eng verknüpft damit kommen Chloritschiefer mit bis zu 1 cm großen Magnetitoktaedern vor. Auch Chromeisenstein ist gefunden.

Zwischen dem Blätterserpentin und dem Gneis ist stets eine schmale Zone amphibolreicher Gesteine ausgebildet. Sie bestehen teils fast nur aus grüner Hornblende, teils sind es Prasinite, bei denen zu Hornblende und Epidot noch Plagioklas, Chlorit, Titanit und Rutil tritt. An anderer Stelle wird der Blätterserpentin sehr tremolitreich. Auch im Gneis zeigen sich gegen den Kontakt hin Veränderungen. Zu seinen gewöhnlichen Gemengteilen Plagioklas und farblosem Glimmer tritt Diopsid, der Gneis wird auffallend weiß und bekommt etwas zuckerkörniges Aussehen usw.

Der Serpentin muß nach allem als eine veränderte Eruptivmasse angesehen werden, die in den Gneis injiziert worden ist.

Auf Klüften haben sich gut kristallisiert Prehnit, Pennin, Titanit und Kalkeisengranat gefunden, ferner Serpentinast, der technisch gewonnen wird.

Otto Wilckens.

H. Preiswerk: Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündner Schiefern zwischen Visp und Brig, Wallis. (Verh. Nat. Ges. Basel. 15. 293—316. 2 Taf. 1903.)

Die große Mulde inneralpiner mesozoischer Sedimente, die vom Rhône-Tal über den Nufenenpaß ins Bedretto-Tal streicht, teilt sich bei Visp in drei Züge, deren mittlerer über Nanzlücke und Berisal auf den Kamm der Gneiskette zwischen Monte Leone und Ofenhorn zieht. Er ist eng mit Serpentin und Grünschiefern verknüpft, die den Kalkschiefern nahe der Grenze zum Gneis eingelagert sind.

3 km südlich von Visp ist am westlichen Talgehänge eine große Serpentinmasse aufgeschlossen, die, von Grünschiefern über- und unter-

lagert, zwischen dolomitischen Kalken liegt. Der schwach metamorphosierte Serpentin zeigt z. T. in einer dunkelgrünen Grundmasse von aus Olivin hervorgegangenem Antigorit oder Chrysotil augenartige helle Flecken, die aus einem monoklinen Pyroxen bestehen. Daneben ist reichlich Erz vorhanden. In anderen Partien des Gesteins fehlt der Pyroxen. Der Serpentin ist somit teils aus Wehrlit, teils aus Olivinfels hervorgegangen. Durch stärkere Umwandlung bilden sich folgende Gesteinsvarietäten aus: Serpentin-schiefer mit Magnetitkristallen, Serpentin-talkschiefer mit Dolomitkristallen, Talkschiefer mit Dolomitkristallen, Talkschiefer mit Magnetitkristallen.

Die Gemengteile der Grünschiefer sind Albit in großen runden Körnern, Amphibol in langen, büschelförmigen Nadeln, und Chlorit, daneben Epidot, der oft isomorphe Schichtung — innen Klinozoisit, außen ein eisenreicherer Epidot — zeigt, Titanit, Calcit und etwas brauner Glimmer. Die Analyse ergab: SiO_2 49,39, TiO_2 0,53, Al_2O_3 12,58, Fe_2O_3 —, FeO 7,50, CaO 12,18, MgO 8,61, K_2O 2,45, Na_2O 3,16, H_2O 2,44; Sa. 98,84. Man muß die Grünschiefer danach als umgewandelte Diabas- resp. Gabbro-gesteine betrachten.

Dafür spricht auch das Vorkommen von Kontaktgesteinen an der Grenze von Grün- und Kalkschiefern, nämlich von adinolartigen Gesteinen, die aus viel Quarz, etwas Albit, Muscovit, strahlsteinartiger Hornblende, Epidot und Calcit bestehen, ferner von „Albitschiefern“, d. h. quarzreichen Kalkschiefern mit vielen Knötchen, die aus Albitindividuen bestehen, sowie von „Albitepidotfels“. Letzterer ist ein richtungslos-körniges Gestein, in dem neben geringeren Mengen von Amphibol, Granat und Titanit Epidot und Albit vorherrschen. Größere Individuen des letzteren zeigen im Kern Blättchen und Flitter einer kohligen Substanz, während die scharf dagegen abgegrenzten randlichen Partien einschlußfrei sind. Der hohe Natrongehalt, den die Analyse dieses Gesteins zeigt, würde ein Analogon zu der Natron-anreicherung in den Spilositen, Desmositen und Adinolen in Diabas-kontaktthöfen sein. Doch kann darüber noch nichts Sicheres gesagt werden.

Auf dem rechten Ufer der Visp (längs der eine Verwerfung läuft) treten die gleichen Gesteine auf.

An der inneren Nanzlicke ist der Serpentin- und Grünschieferkomplex 500—600 m breit. Die Serpentine sind ebenso wie am Gebidem ungeschiefert; es finden sich auch mit Aktinolithkristallen durchspickte Talkgesteine. Unter den feldspathaltigen Grünschiefern („Prasinite“) lassen sich solche mit vorwiegendem Amphibol (Amphibolite) und solche mit vorwiegendem Chlorit (Ovardite) unterscheiden. Die beiden Typen differieren auch in ihrer Struktur sowie durch den reichlichen Calcitgehalt und die stärkere Umwandlung der Erze in Leukoxen bei den Ovarditen. Beide Gesteine sind als Derivate von diabas- oder gabbroartigen Eruptivgesteinen aufzufassen. Feldspatfrei ist ein Amphibolklinozoisitschiefer, in dem ein primärer, von gleichorientierter blaugrüner Hornblende umwachsener Pyroxen auftritt und der auch noch Reste der Struktur des ursprünglichen Eruptivgesteins zeigt. Die chemische Zusammensetzung ist: SiO_2 44,70, TiO_2 0,65, Al_2O_3 16,89, Fe_2O_3 3,48, FeO 5,75, MgO 5,38,

CaO 18,25, Na₂O 0,79, K₂O 0,17, H₂O 2,38, CO₂ 0,45; Sa. 98,89. Es ist die eines Gabbro, OSANN'scher Typus Bagley Creek.

Bemerkenswert ist die Rolle, welche der Albit in diesen Gesteinen spielt. Er findet sich sowohl in den veränderten Eruptivgesteinen als auch in den Kontaktprodukten der Kalkphyllite. Er ist fast gegen alle anderen Gemengteile allotriomorph begrenzt und seine Individuen vermindern sich bei fortschreitender Umwandlung des Gesteins an Zahl, wobei sie an Größe zunehmen.

Otto Wilckens.

J. C. Moberg: Om röd färgade lager inom Sveriges kambro-silur. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 26. 134—144. 1904.)

Verf. beschäftigt sich mit der Frage, warum manche der kambrischen und silurischen Ablagerungen in Schweden eine rote Farbe besitzen. Dieselbe fehlt dem tieferen Silur Schonens, ist im Orthoceren-Kalk Ölands, Nerikes etc. weit verbreitet. Verwitterung kann ihre Ursache nicht sein, da sie oft zwischen unveränderten Schichten auftritt. Meistens sind es Mergel oder tonige Kalke, und die rote Farbe kommt von Eisenoxysalzen her. Sie fehlt den bituminösen Schiefern. Eingeschwemmter Laterit könnte wohl bei der Entstehung mitgewirkt haben, aber eigentümlich wäre dann, daß das kristalline Gesteinsmaterial bis auf den letzten Rest unkenntlich geworden ist. Daher meint MOBERG, in allen diesen roten Bildungen handle es sich um Absätze aus ganz flachem Wasser, die zur Ebbezeit trocken gelegt und dabei einem vollständigen Oxydationsprozeß unterworfen gewesen seien. Spuren von rinnendem, d. h. zur Ebbezeit zurückströmendem Wasser lassen sich um die Orthoceren nachweisen und kaum anders erklären.

Deecke.

A. Stella: Sulla geologia della regione Ossolana contigua al Sempione. (Boll. Soc. Geol. Ital. 23. 84—88. Roma 1904.)

Die geologische Kartenaufnahme des oberen Tocetales oberhalb Domodossola hat ergeben, daß ein Augengneis (Antigoriogneis) das älteste Gebilde ist, aber in mehreren großen, parallelen Linsen vorkommt. Daneben haben wir breccienartige oder konglomeratistische Gneise, dann Amphibolite und Serpentine, Kalkglimmerschiefer und -Phyllite, Prasinite, Glimmerschiefer mit und ohne Granat, Dolomit, Quarzit, Rauchwacken, Gips etc. Es stellt sich nun heraus, daß diese letzteren „schistes lustrés“ in den Dolomiten Crinoiden, in den Kalkglimmerschiefern Belemniten führen, also der Trias und dem Jura angehören. Dadurch gliedert sich der mächtige zwischen den granitischen Augengneisen eingeschaltete Schieferkomplex ziemlich einfach in eine Reihe von Schichtengruppen. Jedoch haben diese sehr verwickelte Lagerung, sind in liegende und überkippte, steile Falten zusammengeschoben, dringen keilförmig in die Gneise ein und haben an dem Kontakte mit diesen mancherlei Umwandlung erfahren. Die Diskussion der

Tektonik soll aber verschoben werden, bis der Simplontunnel durchgeschlagen ist, da gerade dieser unter den Talsohlen liegende Durchstich eine wesentliche Ergänzung der Beobachtung an der Oberfläche liefert. **Deecke.**

G. Piolti: Gabbro orneblendico e Saussurite di Val della Torre (Piemonte). (Atti d. R. Accad. d. Sc. di Torino. **39.** 29. Mai 1904. 11 p.)

In der Val della Torre, einem kleinen piemontesischen Tale, steht neben Gabbro, Serpentin, Lherzoliten und anderen basischen Gesteinen ein etwa 5 m breiter Gang an, der makroskopisch einem Augengneise gleicht, aber nach seiner Zusammensetzung in die Bändergabbros zu stellen ist und als Hornblendegabbro zu bezeichnen wäre. Die Augenstruktur wird hervorgerufen dadurch, daß in weißlichgrauer saussuritischer Masse zahlreiche braune bis violette Knauern liegen, die sich als braune Hornblende mit 124° Spaltung, $17-18^{\circ}$ Auslöschung und deutlichem, von Lichtbraun durch Hellrosa zu Lichtgrün laufenden Pleochroismus erweisen. Daneben haben wir Diallag, Zoisit, Rutil. Das ganze Vorkommen, die kompakte Struktur der Knauern, die Frische der Hornblende läßt darauf schließen, daß hier kein Umwandlungsprodukt, sondern ein primäres Mineral vorliegt, wie das von brauner Hornblende in den Gabbros auch sonst schon behauptet wurde. Die Gesteine wären dann als Hornblendegabbros abzutrennen. — In demselben Tale treten Serpentine auf, durchzogen von weißen bis gelblichen Adern. Das Material dieser unzweifelhaft hydatogenen Spaltenausfüllungen ist Saussurit, bestehend bald aus farblosen Granatkörnern mit Zoisitnadeln, bald aus großen isotropen, unregelmäßigen Partien mit trübem Nadelfilze, seltener auch aus Epidot. Die isotrope Masse ist kein Opal, sondern gleichfalls Granat. Eine Analyse reinen Materials ergab: SiO_2 38,61, Al_2O_3 28,00, FeO 1,10, CaO 28,90, MgO 0,90, Na_2O 1,44, Glühverl. 1,08; Sa. 100,03. Dies stimmt sehr gut zu einer Analyse von MICHAEL an oberdevonischem Pikrit. Der Saussurit hat die Härte 6,5, das spez. Gew. 3,09 und schmilzt vor dem Lötrohr. Daher meint Verf., daß große Ähnlichkeit mit dem hellen Jadeit bestehe, derart, daß ohne optische Untersuchung wohl eine Verwechslung möglich sei. Er rät daher, Jadeitwerkzeuge, die nur nach den oben genannten Eigenschaften als solche bestimmt wurden, nun auch mikroskopisch zu prüfen; es könnten auch solche Saussurite darunter versteckt sein.

Deecke.

V. Sabatini: La pirossenite melilitica di Coppaeli. (Boll. Com. Geol. Ital. **34.** 376—378. Roma 1904.)

Das bereits mehrfach untersuchte Gestein von Coppaeli, welches von den übrigen Laven der vulsinischen Vulkane durch den Melilithgehalt wesentlich abweicht, hat Verf. abermals vorgenommen. In dem dunklen

Glase, das strohgelb durchsichtig wird, liegen weißliche Mikrolithe von Pyroxen und Melilith, begleitet von Perowskit, einem gelb durchsichtig werdenden Biotit und Magnetit. Höchst überflüssigerweise wird der Name „Coppaelit“ vorgeschlagen. Manche Ähnlichkeit findet sich mit dem Melilithgestein von San Venanzo. Beide Vorkommen sind vorläufig isoliert.

Deecke.

E. H. Cunningham-Craig: Metamorphism in the Loch-Lomond District. (Quart. Journ. Geol. Soc. 60. 10—29. London 1904. Pl. II—V.)

Verf. bezeichnet mit dem Ausdruck „Dynamometamorphismus“ einen Prozeß, der „im wesentlichen zerstörend auf die allothigenen Gemengteile eines (klastischen) Gesteines und auf ihre Anordnung in dem Gesteine“ einwirkt. Natürlich ließe sich dieser Ausdruck auch auf nicht klastische Gesteine unter Ersetzung des Terminus „allothigen“ übertragen. Als Gegensatz dazu gebraucht er die Bezeichnung „aufbauender Metamorphismus“ (constructive metamorphism), gleichgültig, ob es sich um „thermalen“ oder „hydrothermalen“ Metamorphismus handelt für metamorphische Prozesse, bei denen „äuthigene“ (neue) Mineralien entstehen. Hinsichtlich der Strukturen des primären Gesteins ist er der Meinung, daß diese letztere Art von Metamorphismus sie entweder stärker ausprägen oder zerstören könne. Er unterscheidet bei seinen Auseinandersetzungen die beiden „Metamorphismusarten“ mit einer Schärfe, die den Ref. befremdet, da dieser mit vielen anderen Fachgenossen der Meinung ist, daß auch rein mechanische Vorgänge Mineralneubildungen hervorrufen können, z. B. den Zerfall einer Mineralsubstanz in mehrere. Ja, der Referent glaubt selbst gezeigt zu haben¹, wie Gebirgsdruck, wenn auch wohl im Verein mit Wasser und Wärme, imstande ist, gleichzeitig messbare starke mechanische Deformationen und chemische Reaktionen der ein Gestein zusammensetzenden Mineralien hervorzubringen. Verf. aber, der in den von ihm untersuchten ursprünglich klastischen Gesteinen gleichfalls sowohl mechanische wie chemische Auslösungen der wirkenden Kraft beobachtet hat, unterscheidet die ersteren als Äußerungen seines Dynamometamorphismus, die anderen als solche des „constructive metamorphism“. Er glaubt, daß sogar eine Zeitdifferenz zwischen beiden Metamorphismen nachweisbar sei, und sucht in eingehenden Auseinandersetzungen diese Anschauung zu begründen. —

Trotz dieser dem Referenten unwahrscheinlichen Hypothese und unsympathischen Terminologie verdient die Arbeit wegen ihrer tatsächlichen Beobachtungen entschieden ein allgemeineres Interesse und soll darum auch eingehend besprochen werden.

In dem untersuchten Gebiet durchschneidet ein von SO. nach NW.

¹ W. SALOMON, Gequetschte Gesteine des Mortirolotales. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XI. 1897. p. 355—402.

gelegtes Profil (Fig. 1) der Reihe nach 1. die Leny-Grits (Sandsteine), die durch eine Verwerfung von den 2. Aberfoil-Slates (Tonschiefern) getrennt sind. Es folgt eine neue Verwerfung und auf diese ein ausgedehntes Gebiet von klastischen Sedimenten der Beinn-Ledi-Gruppe (3.), auf der teils noch in flacher Lagerung, teils zu steilen Synklinalen eingefaltet Grünschiefer (4.) an mehreren Stellen erhalten sind. Die Leny-Grits und Aberfoil-Slates besitzen ausgezeichnete vertikale Transversalschieferung. Der ganze südliche Teil des Profiles zeigt intensive Faltung mit beinahe isoklinaler Stellung der Faltenflügel. Nur das nördliche Drittel des Profiles zeigt weniger steile Faltung und verhält sich infolgedessen für die Kartierung praktisch wie ein Gebiet von flacher Lagerung, indem es fast ganz und gar von Gesteinen der Beinn-Ledi-Gruppe eingenommen wird. Die stratigraphische Orientierung dieses früher sehr unklaren Gebietes gelang unter Benützung der „Grünen Gesteine“ und einzelner besonders grober Sandsteinbänke.

Ein kleines Kärtchen (auf p. 25) zeigt nun, wie in dem Gebiet der SW.—NO. streichenden Schichten der Beinn-Ledi-Gruppe von SO. nach NW. vier Zonen ungleich starken Metamorphismus unterschieden werden können. Die südöstlichste Zone besteht nur aus Sandsteinen und Tonschiefern. Es folgt ein schmalerer Streifen von Glimmerschiefern mit Sandsteinlagen, ein Glimmerschieferstreifen und ganz im NW. eine breite Zone von Albitgneisen. Eingehende, auf mikroskopische Untersuchungen gestützte Beschreibungen von Gesteinsproben, die an einer Anzahl auch auf der Karte verzeichneter Punkte gesammelt sind, zeigen, wie durch mechanische Deformation der primären Gemengteile und Neubildung von hellem und dunklem Glimmer, Kalkspat (angeblich aus Kalknatronfeldspat) und Albit, sowie Quarz, aus den klastischen Urgesteinen die kristallinen Gebilde entstanden sind. Es ist zuzugeben, daß insbesondere die Wechselagerung von Glimmerschiefern, die aber z. T. das Aussehen von Phylliten haben sollen, mit noch deutlich als Sandstein erkennbaren Lagen sehr für die Auffassung des Verf.'s spricht. Die mikroskopischen Beschreibungen werden auch durch eine Reihe von Mikrophotographien erläutert, von denen zwei sehr hübsch zeigen, wie man im gewöhnlichen Licht noch stellenweise den deutlichen Umriß eines Gerölls erkennt, während bei gekreuzten Nicols die Umkristallisierung von mehr oder weniger ausgedehnten Teilen des Gerölls dies Bild undeutlich macht oder zum Verschwinden bringt. Verf. hat für solche nur noch bei bestimmter Beleuchtung als Ganzes erkennbaren Gerölle sehr geschickt die drastische Bezeichnung „ghost“ (Gespenst) gewählt.

Durch chemische Analysen von POLLARD wird der Nachweis zu erbringen versucht, daß die Albitgneise der beschriebenen und anderer Regionen aus Sandsteinen hervorgegangen sein können. Gemeint sind dabei natürlich Feldspatsandsteine. I ist die Analyse eines Albitgneises von Rudha Ban, II die eines schiefrigen Sandsteins von Rudha Dubh, von dem aber ausdrücklich hervorgehoben wird, daß er ungewöhnlich SiO_2 -reich sei.

	I	II	III
Si O ₂	65,11	77,22	63,4
Ti O ₂	0,83	0,59	Spur
Al ₂ O ₃	15,78	10,07	18,1
Fe ₂ O ₃ + FeO als Fe ₂ O ₃ .	6,49	4,02	6,7
Mn O	0,24	0,30	nicht best.
Ca O	1,34	1,10	0,9
Mg O	1,95	1,17	1,9
K ₂ O	3,97	2,65	3,2
Na ₂ O	2,49	2,65	3,2
H ₂ O	1,41	0,36	} 2,8
CO ₂	0,39	0,32	
P ₂ O ₅	0,25	0,14	nicht best.
S	0,14	—	nicht best.
Sa.	100,39	100,59	100,2

III ist eine von TEALL schon früher publizierte Analyse eines Albitgneises von Stuck Burn (Cowal). Es ist zweifellos richtig, daß aus Feldspatsandsteinen vom Typus II Albitgneise hervorgehen können. Wenn dagegen Verf. von TEALL's Gestein durch Vergleichung mit einer Phyllit-analyse den Beweis erbringt, daß solche Phyllite nicht das Urgestein solcher Albitgneise sein könnten, so möchte Referent doch darauf hinweisen, daß es genug Albitphyllite gibt, deren chemische Zusammensetzung der seiner Albitgneise recht ähnlich ist. Es dürfte also immerhin empfehlenswert sein, sich bei derartigen Vergleichen nicht auf eine einzige Analyse eines bestimmten Phyllit- oder Sandsteintypus zu stützen.

Mitten in der Albitgneiszone treten zahlreiche Intrusionen jüngerer Granite, Diorite und verwandter Tiefengesteine auf, die nun ihrerseits durch Kontaktmetamorphose den Gesteinscharakter der normalen Albitgneise verändert haben. Chlorit wird in Biotit umgewandelt, Albit verschwindet, Cordierit, Andalusit und angeblich auch ein Natronglimmer sollen neu gebildet werden. Die Schieferung wird undeutlich.

Merkwürdigerweise ist Verf. der Meinung, daß die Entstehung der Albitgneise auf „hydrothermale“, ihre Umbildung zu Hornfelsen im Kontakte mit den Tiefengesteinen auf rein „thermale“ Metamorphismus beruhe. Die Begründung dieser Annahme läßt viel zu wünschen übrig.

Es ist anzuerkennen, daß in der Arbeit eine Reihe von schwierigen Fragen beantwortet ist und daß das offenbar sehr zuverlässige Beobachtungsmaterial scharf von den z. T. allerdings recht unwahrscheinlichen Deutungen getrennt wurde.

Wilhelm Salomon.

E. E. Walker: Notes on the Garnet-bearing and Associated Rocks of the Borrowdale Volcanic Series. (Quart. Journ. Geol. Soc. 60. 70—105. London 1904. Pl. XIII—XIV.)

Verf. der vorliegenden Arbeit ist vor ihrer Beendigung verstorben, so daß insbesondere die chemischen Untersuchungen nicht ganz so weit

geführt werden konnten, wie er selbst es gewünscht hatte. Immerhin liegen sehr zahlreiche, lokal interessante und zum Teil auch ein allgemeineres Interesse beanspruchende Beobachtungen vor. Von den letzteren mögen die folgenden hervorgehoben werden.

Eine breite Zone von Eruptivgesteinen zieht sich quer durch Cumberland und Westmorland. Von den darunter vorkommenden granatführenden Gesteinen sind die interessantesten diejenigen, welche als Gänge und Lagergänge in den vulkanischen Komplexen auftreten. Sie finden sich hauptsächlich in dem zentralen Teil des Gebietes „in Verbindung mit“ den großen Intrusivmassen des Eskdale-Granites und des Ennerdale-„Granophyrs“. In Langstrath Valley treten so bei Blea Crag in guten Aufschlüssen die folgenden Gesteine auf: 1. ein grobkörniger, roter Granophyr, der Granat führt; 2. ein Quarzdiabas; 3. „Quarz-Granat-Porphyr“, durch Übergänge mit 1. verbunden; 4. ein Hornblendeporphyr und außer diesen noch mehrere nicht genauer definierte Typen. Zahlreiche Übergänge zwischen einzelnen dieser Gesteine lassen sich nachweisen. Aus den Grenzverhältnissen schließt Verf., daß mehrere Intrusionsperioden kurz aufeinander folgten und daß basische und saure Teile eines bereits differenzierten Magmas so dicht hintereinander zur Intrusion kamen, daß sie sich von neuem mischen und Übergangsgesteine bilden konnten. Die Gesteine sind so stark zersetzt, daß es wohl kaum Zweck hätte, ihre Partialanalysen hier zu reproduzieren.

Verf. beschreibt nun noch kurz eine Fülle von Aufschlüssen und Gesteinen vom Bow-Fell-Distrikt, angebliche basische Apophysen des Eskdale-Granites, Intrusivgesteine von Burtneß Combe (Buttermere), „andere granatführende Intrusionen des Seengebietes“, granatführende Gesteine in der Falcon-Crag-„Andesit“-Gruppe, „streifige“ Gesteine des zentralen Gebirgsgebietes und des Haweswaterdistriktes. Es ist für den Leser nicht leicht, aus der Fülle der Einzeltatsachen zu einer Übersicht über die Erscheinungen zu kommen, und wohl zwecklos, sie ohne Spezialkarten zu verfolgen. Es handelt sich dabei im wesentlichen um Gesteine, die bezeichnet werden als: „Porphyr, Granophyre, Quarzporphyr, Hornblendeporphyr, Quarzporphyr, Diabase, Glimmerporphyr, Quarzdiabase, gebänderte Felsite, granatführende Andesite, Quarzgranatporphyr, Rhyolittuff und Rhyolit, Tuffporphyr“. Ein erheblicher Teil dieser Gesteine ist nun durch mehr oder minder starke Beteiligung von Granat ausgezeichnet. Dieser tritt entweder in der Kombination {211} {110} oder nur als {211} auf. Er ist häufig von einer Feldspatschale umgeben und tritt mit dieser nicht bloß in kompakten Eruptivgesteinen, sondern auch in Aschen auf. Chemisch gehörte er zum Eisentongranat (Almandintypus).

Der Eskdalegranit hat benachbarte Laven und Tuffe metamorphosiert und dabei Biotit, faserige Hornblende und Granat erzeugt. Kleinere Intrusivmassen sollen aber merkwürdigerweise in Tuffen Chlorit haben entstehen lassen. Ja, selbst Kalzit wird in diesen Gesteinen als ein Kontaktprodukt angesehen. Dem Ref. scheint ein Beweis für diese Anschauung indessen nicht erbracht zu sein.

Wilhelm Salomon.

A. C. Lawson: The eparchaean Interval. A criticism of the use of the term Algonkian. (Bull. Dep. Geol. Univ. Calif. 3. (3.) 51—62.)

„Laurentian“ nannte LOGAN 1854 gewisse am St. Lorenz- und Ottawa-Strom verbreitete Gesteine, z. T. klastischer Natur, die er vorher als „metamorphic series“ bezeichnet hatte. Später (1863) rechnete er in diese Gruppe auch Granitgneise und Anorthosite, die man damals als metamorphe Sedimente betrachtete. Von den drei Abteilungen, die man unterschied, dem Fundamentalgneis, der „Grenville series“ und der „Norian series“, besteht aber nur die zweite aus klastischen Gesteinen; die beiden anderen sind eruptiver Natur.

„Huronian“ nannten LOGAN und HUNT 1855 die Gesteine an der Nordküste des Lake Huron und ihre vermeintlichen Äquivalente am Lake Superior (jetzt „Keweenaw series“). Später reservierte man den Namen für die ersteren. 1863 betrachtete man das Huronian als eine Serie klastischer Gesteine mit einigen vulkanischen Einschaltungen.

1872 stellte JAMES D. DANA den Namen „Archaean“ auf, welcher das „Laurentian“, „Huronian“ und andere präkambrische Gesteine zusammenfassen sollte. Dieser Ausdruck verdrängte schnell die früher gebrauchte Bezeichnung „Azoikum“. Zum Archäikum rechnete man also zwar viele Eruptivgesteine, die man fälschlich als metamorphe Sedimente auffaßte, aber auch die zweifellos klastischen „Grenville“ und „Huronian series“.

1889 beschloß die U. S. Geological Survey mit „Algonkian“ die präkambrischen Sedimente, mit „Archaean“ aber die „alten kristallinen Gesteine“ zu bezeichnen.

Hat die Einführung des neuen Namens „Algonkian“ für einen Teil des Archäikums Berechtigung? Einwandfrei würde nur seine Anwendung auf klastische Gesteine von postarchaischem und präkambrischem Alter sein. Die obere Grenze des Archäikums ist durch die große Diskordanz gegeben, welche die von DANA als Archäikum bezeichneten Gesteine in Canada und den nördlichen Vereinigten Staaten von ihrem Hangenden trennt, eine Diskordanz, für die äquivalente Sedimente nirgendwo bekannt sind und die einem langen Zeitraum entsprechen muß, den LAWSON das „Eparchaean Interval“ nennt. — In der Gegend des Lake Superior liegt dies Eparchaean Interval zwischen dem Archäikum und der „Animikie series“, auf welche, wieder diskordant, die „Keweenaw series“ folgt. Die beiden letzteren Formationen könnte man „Algonkian“ nennen, wenn sie nachweislich präkambrisches Alter haben. Einstweilen weiß man freilich ja nur, daß sie älter als der Potsdam-Sandstein (oberes Kambrium) sind.

Das Bestreben mancher amerikanischer Geologen, auch Gesteine, die unter der Animikie series liegen, ins Algonkium zu beziehen, ist, abgesehen davon, daß der Name Archäikum dafür Prioritätsrechte hat, auch deshalb verwerflich, weil man nicht Formationen mit einer gemeinsamen Bezeichnung zusammenfassen darf, die durch eine so bedeutende Diskordanz wie die des Eparchaean Interval getrennt sind. Auch wenn man das Algonkium nicht als einen dem Kambrium, Silur, der Kreide usw. gleichwertigen

Abschnitt betrachten, sondern es dem Paläozoikum, Mesozoikum usw. beigliedern will, so darf es doch nicht eine Brücke über die Diskordanz des Eparchaeen Interval schlagen, der gegenüber die Lücken zwischen Paläozoikum und Mesozoikum oder zwischen Mesozoikum und Tertiär gering genannt werden müssen. Jedes präpaläozoische System muß im Hangenden das Eparchaeen Interval zur Grenze haben, und das Algonkium, das darüber folgt, müßte als eine dem Kambrium usw. entsprechende Formation dem Paläozoikum angegliedert werden.

Außerdem durchdringen die plutonischen Gesteine des Archäikums die metamorphen Gesteine, die DANA „Archaeen“ nannte, und die nun „Algonkian“ sein sollen. Kennen wir denn überhaupt „alte kristalline Gesteine“, die älter sind als die ältesten Sedimente? Die „alten kristallinen Gesteine“, die Granitgneise etc., durchsetzen ja die ältesten Sedimente. Sind diese Algonkium, so haben wir nur noch Algonkium und überhaupt kein Archäikum mehr.

Die mangelnde Würdigung des Eparchaeen Interval hat in der Gegend des Lake Superior zu fälschlichen Auffassungen der geologischen Verhältnisse geführt. Wenn man auch die „Keewatin schists“ der Gegend westlich des Lake Superior nicht mehr mit der „Animikie series“ parallelisiert, so tut man das doch noch mit dem Ober-Huron der Lake Huron-Gegend, und zwar gestützt auf petrographische Merkmale. Beide Formationen zeigen aber, wie LAWSON im einzelnen dartut, in Wahrheit die größten Verschiedenheiten in ihrer petrographischen Ausbildung. Dagegen stimmen in dieser Hinsicht das „Penokee“, das obere „Menominee“ und das „Upper Marquette“ sehr gut mit dem Animikie überein, während die unteren Abteilungen dieser drei Stufen dem Ober-Huron der Lake Huron-Gegend in hohem Maße ähneln. Das „Eparchaeen Interval“ liegt zwischen dem Upper und Lower Marquette. Jenes mag man ins Algonkium stellen, dieses gehört zum Archäikum, und mit ihm das Ober-Huron.

Es ergibt sich folgende Formationstabelle:

		{	Cambrium (Potsdam-Sandstein).
			Diskordanz.
Paläozoikum	{		{ Keweenawan.
			Diskordanz.
	Algonkium	{	Animikie = Penokee = Upper Marquette.
Eparchaeen Interval.			
		{	Huronium = Upper Keewatin = Lower Marquette etc.
			Diskordanz.
			Laurentium (sogenanntes!), Granitgneise (intrusiv im Ontarium) und Anorthosite.
Archaeen	{		{ Keewatin = Lower Huronian = kristalline Schiefer der Südküste des Lake Huron, intrudiert von Granitgneis.
			Diskordanz.
	Ontarium	{	Couchiching.

[Ref. hat sich über die allgemeineren Punkte der LAWSON'schen Schrift schon an anderer Stelle ausgesprochen. (S. Naturw. Wochenschr. N. F. 3. (1904.) 141, 142.) Vergl. auch KOKEN, Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 305, und SEDERHOLM, Compt. rend. IX. internat. Geol.-Kongr. (Wien). p. 628.]

Otto Wilckens.

J. A. Reid: The igneous Rocks near Pajaro. (Bull. Dep. Geol. Univ. of Calif. 3. (6.) 173—190. 1 Taf.)

Die Eruptivgesteinsmasse, deren Untersuchung den Gegenstand dieser Arbeit bildet, ist in Steinbrüchen, 7 englische Meilen östlich von Pajaro (an der Southern Pacific-Eisenbahn), in der kalifornischen Coast Range, aufgeschlossen. Sie tritt in einer Synklinale auf, die von Sandsteinen und Schiefertönen der unteren Monterey-Stufe (Miocän) gebildet wird, über die sich noch diskordant (wahrscheinlich pliocäne) Sande und Sandsteine legen. Außerdem haben sich noch einige Liparitbruchstücke unbekannten Ursprungs gefunden.

Die Hauptmasse des Gesteins ist ein hypidiomorph-körniges, gelegentlich porphyrtartiges Gemenge von Hornblende und Plagioklas, wozu in geringerer Menge Magnetit, Apatit, Biotit und sehr wenig Quarz, ferner als sekundäre Bildungen Chlorit und Epidot treten. Der Amphibol, nach der Beschreibung zu urteilen, gemeine grüne Hornblende, zeigt eine hellere und eine dunklere Varietät, von denen die erstere öfters die letztere umwächst. Beide haben dieselbe Auslöschungsschiefe. Der Plagioklas ist frisch, meist ein saurer, seltener ein basischer Labradorit, z. T. auch Andesin. Zonare Struktur ist häufig, die Zonen sind meist durch scharfe Linien getrennt.

Als senkrecht stehende Linsen oder als kleinere Einschlüsse tritt in der Hauptmasse des Gesteins eine basischere, dunkler gefärbte Varietät desselben auf, in der Quarz ganz fehlt, die aber im wesentlichen aus denselben Mineralien wie die Hauptmasse besteht. Andeutungen von Fluktuationsstruktur lassen ebenso wie die lentikuläre Gestalt der Massen darauf schließen, daß sie in mehr oder weniger plastischem Zustand Druckwirkungen ausgesetzt waren.

Dies basischere Gestein ist also älter als die Hauptmasse. Beide werden von Aplit- und Pegmatitgängen durchsetzt. Der Aplit besteht aus Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas, Muscovit und vereinzelt auftretender Hornblende. Der Quarz macht etwa 25, der Orthoklas 40—50% des Gesteins, Oligoklas etwa 20% davon aus. Letzterer zeigt weniger Zersetzung als der Orthoklas. Zu den Pegmatiten führen allmähliche Übergänge mit zunehmender Korngröße. Einer derselben kann ein feinkörniger Granit genannt werden. Der Biotit der Pegmatite ist in Chlorit umgewandelt, ihr Quarz zeigt undulöse Auslöschung, die Feldspate sind dieselben wie in den Apliten, doch tritt der Orthoklas mehr zurück.

Verf. hat folgende Analysen¹ ausgeführt:

I. Hauptmasse des Tiefengesteins von Pajaro		II. Ältere basischere Fazies desselben
SiO ₂	49,26	46,23
TiO ₂	Spur	Spur
Al ₂ O ₃	16,88	18,29
Fe ₂ O ₃	6,49	6,55
FeO	6,94	7,07
CaO	7,58	9,99
MgO	4,80	7,04
Na ₂ O	3,41	3,07
K ₂ O	0,72	0,79
P ₂ O ₅	0,34	0,21
H ₂ O	2,90	1,02
	99,32	100,26

Chemisch ist I. als basischer Diorit, II. als Gabbro zu bezeichnen. Mineralogisch müssen aber beide Diorit genannt werden. Es liegt darin ein offener Widerspruch und die Nomenklatur ist schwierig. Verf. bezeichnet die beiden Fazies des Tiefengesteins von Pajaro als basischen und ultrabasischen Diorit.

Otto Wilckens.

Fr. C. Calkins: A contribution to the petrography of the John Day Basin. (Bull. Dep. Geol. Univ. of Calif. **3.** (5.) 109—172. 1 Taf.)

Der John Day River ist ein Fluß des nördlichen Teiles von Zentral-Oregon. Er durchfließt ein von der Blue Mountain Range eingeschlossenes Becken. MERRIAM hat seine geologischen Verhältnisse beschrieben (s. dies. Jahrb. 1904. I. -417-). CALKINS unterwirft nun die Gesteine einer sorgfältigen petrographischen Untersuchung. Unter den vortertiären Tiefengesteinen finden sich „Granodiorit“ (mit etwas geringerem Quarzgehalt als bei den typischen G. der Sierra Nevada), Granitporphyr, und ferner bei Spanish Gulch und Beach Creek Pyroxenit, dessen Pyroxen sich u. d. M. als eine lamellare Verwachsung von Diallag und Enstatit (oder eisenarmem Bronzit) erweist. Der Serpentin von Beach Creek scheint nach der Beschreibung aus Harzburgit entstanden zu sein, der von Desolation Creek besteht vorwiegend aus Antigorit.

Während der Tertiärzeit war das John Day-Becken der Schauplatz reger vulkanischer Tätigkeit. Dem Eocän („Clarno“) gehören an: Hypersthenandesit, Hornblendehypersthenandesit, Hornblendeandesit, Liparit und deren Tuffe, sowie Quarzbasalt. Der Hypersthen der Hypersthenandesite ist sehr oft in Iddingsit verwandelt. In den Labradoriten treten unregelmäßig begrenzte Partien von Heulandit auf. Bei einem Andesittuff wurde zeo-

¹ MnO, NiO, CoO, SrO und S sind auch bestimmt, aber hier weggelassen. Sie machen bei I 0,66, bei II 0,12 aus. Außerdem kommen zu I noch 0,41 und zu II noch 0,05 unter 110° entwichenes H₂O. Ref.

lithisches Bindematerial beobachtet. In dem Quarzbasalt kommen neben rhombischem und monoklinem Pyroxen, saurem Labradorit und Olivin Quarzkörner vor, die deutliche Spuren magmatischer Korrosion zeigen. Jedes Korn ist von einer braunen Glaszone und diese wieder von einem Kranz blaßgrüner Augitprismen umgeben.

Die miocäne John Day series, die ganz aus pyroklastischem Material aufgebaut ist, wurde von MERRIAM in drei Abteilungen zerlegt. Die unterste, deren Gesteine meist rote Farben zeigen, besteht aus stark zersetzten, trachytischen (?), die mittlere — vorwiegend blaue Gesteine — aus andesitischen Tuffen. Die obere Abteilung, in der gelbliche Farben vorherrschen, wird vorwiegend von ähnlichen andesitischen Aschentuffen wie die mittlere gebildet. Zwischen die Tuffe schalten sich einige wenig mächtige Lavaströme, einige von Andesit, andere von Liparit, ein. Die Einsprenglinge des letzteren sind vorwiegend Anorthoklas, solche von Quarz fehlen.

Die über der John Day series folgende „Columbia-Lava“ ist Basalt, der sich in mächtigen Strömen ausgebreitet hat. Eingeschaltete Tufflager erreichen nur geringe Mächtigkeit. Gemengteile sind Labradorit, Augit, Olivin (oft in Iddingsit verwandelt), Erze und Apatit. Mandelräume sind von Calcium und Natrolith erfüllt. Neben Typen, die bis 40 % Glas enthalten, finden sich holokristalline und dazwischen alle Übergänge.

Die „Mascall-Formation“ enthält ganz unten einen Strom von olivin-freiem Basalt, außerdem liparitische Tuffe, die auch in den „Rattlesnake beds“ (Pliocän) auftreten. Wahrscheinlich postquartären Alters ist eine Asche, die größtenteils aus Kristallkörnern besteht, die auf ein andesitisches Magma schließen lassen. Die Analyse ergibt aber einen zu hohen Alkali- und einen zu niedrigen Ca-, Mg- und Fe-Gehalt. Verf. möchte dies so erklären, daß die schweren Fe- und Mg-Mineralien näher dem Ausbruchsort gefallen sind, so daß die glasigen Bestandteile an den weiter entfernten Punkten angereichert wurden. Die Eruptionsfolge ist:

Clarno (Eocän)	{	Hornblendeandesit, basischer Pyroxenandesit, Quarzbasalt, Liparit.
John Day (Miocän)	{	Trachyttuff (?), Andesittuff, Liparit und Liparittuff, Andesittuff.
Columbia-Lava		Basalt, über 2000' mächtig.
Mascall (Miocän)	{	Liparittuff, Basalt, Liparittuff.
Rattlesnake (Pliocän)		Liparit und Liparittuff.

Verf. sieht darin eine Bestätigung der Iddings'schen Theorie, daß die normale Eruptionsfolge von Magmen mittlerer Azidität zu basischen und sauren führe. Das Clarno bildete die erste, die folgenden eine zweite Eruptionsfolge.

Verf. hat folgende Analysen ausgeführt:

Hypersthenandesit, Hald's Cañon, John Day-Becken:	Quarzbasalt, Cherry Creek, John Day Basin	Liparit Antelope Valley, John Day Basin
SiO ₂ 57,49	SiO ₂ 59,61	SiO ₂ 75,40
Al ₂ O ₃ 17,22	Al ₂ O ₃ 15,98	Al ₂ O ₃ 13,56
Fe ₂ O ₃ 4,34	Fe ₂ O ₃ 1,12	Fe ₂ O ₃ 0,21
FeO 3,01	FeO 5,42	FeO 0,61
MgO 3,38	MgO 5,04	MgO 0,07
CaO 6,48	CaO 5,54	CaO 0,38
Na ₂ O 3,90	Na ₂ O 3,68	Na ₂ O 4,64
K ₂ O 1,30	K ₂ O 1,10	K ₂ O 4,40
TiO ₂ 1,12	TiO ₂ 0,65	TiO ₂ 0,04
H ₂ O ¹ 1,99	H ₂ O ² 1,34	H ₂ O ⁴ 1,38
100,23	99,48	100,69

Otto Wilckens.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

F. Kretschmer: Die nutzbaren Minerallagerstätten der archaischen und devonischen Inseln Westmährens. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 52. 353—494. 1 geol. Karte. 1 Taf. 5 Fig. 1903.)

Verf. gibt in viel höherem Grade, als es der Titel vermuten läßt, einen Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik Westmährens, unter besonderer Berücksichtigung der Lagerstätten nutzbarer Minerale.

In dem nordsüdlich streichenden Höhenzug, der westlich des Mittellaufes der March in dem Gebiet zwischen Hohenstadt im Norden und Braunöhlhütten im Süden das Marchtal von dem Hochplateau des Schönhengster Gaus trennt, und dessen Gesteine früher als Phyllite zusammengefaßt wurden (LIPOLD) oder teils den kristallinen Schiefern, teils dem Kulm zugewiesen werden (TETZE, BUKOWSKI), drängen sich nach den langjährigen Untersuchungen des Verf.'s auf einer Fläche von kaum 100 km² ansehnliche Inseln archaischer und devonischer Gesteine zusammen. Auf Grund der petrographischen Beschaffenheit der sie aufbauenden Gesteine unterscheidet Verf. folgende Gebiete, von denen die ersten drei ausführlich besprochen werden, während die beiden letzten nur ganz kurz erwähnt werden:

- A. das archaische Glimmerschiefergebiet von Lexen-Braune mit seinen Graphitlagerstätten,
- B. die Devoninsel Hohenstadt-Mürau (devonische Biotitschiefer und Quarzit, im Hangenden Phyllit mit lokaler Fazies kristalliner Schiefer, nebst eingelagerten Diabasen),

¹ P₂O₅, MnO, BaO = 0,50.

² P₂O₅, NiO, MnO, BaO = 0,44.

³ wahrscheinlich zu hoch.

⁴ P₂O₅ = 0,09.

- C. die Randzone devonischer Grauwackenkonglomerate bei Mürau und der Grauwackenschiefer bei Groß- und Kleinpöchl, Quittein bis Skalitschka mit Blei- und Eisenerzlagerstätten,
- D. die Devonpartie von Braunöhlhütten, Pitschendorf und deren Eisenerzlager,
- E. das Gebiet jüngerer kulmischer Grauwacken südwestlich Müglitz, das mit dem großen Kulmgebiete südlich Loschitz zusammenhängt.

Die geologischen Anschauungen des Verf.'s über das untersuchte Gebiet lassen sich kurz in folgender Weise zusammenfassen:

Die archaischen und die nach Ansicht des Verf.'s bisher bekannten devonischen Gesteine sind in einer Reihe stark deformierter trog- und schüsselförmiger Mulden eingelagert; das allgemeine Streichen dieser Falten ist O.—W., das Fallen bald N., bald S., während die diskordant aufgelagerten, auch petrographisch durchaus abweichenden kulmischen Grauwacken NNO.—SSW. streichen und bald SSO., bald NNW. fallen. Es streichen somit die archaischen und devonischen Gesteine westlich der March ebenso senkrecht zur Kammrichtung und Längs-streckung des obenerwähnten Gebirges, wie es nach den Untersuchungen des Verf.'s bei den entsprechenden Gesteinen östlich der March der Fall ist (dies. Jahrb. 1901. I. -426-); da beide Gebiete nach den Untersuchungen des Verf.'s auch petrographisch übereinstimmen, so gehören sie zusammen, obwohl das allgemeine Streichen des östlichen Gebietes regelmäßig NNO.—SSW. verläuft und die devonischen Schichten des westlichen Teiles infolge einer Verwerfung, dem auch das heutige Marchtal seine Entstehung verdankt, sich in einem tieferen Niveau befinden. Es wird somit „die alte Anschauung, daß die untere Gruppe der Devonformation in den Sudeten in ihrer Fortsetzung rechts der March nur durch eine mehrere Fuß mächtige Lage von quarzitischem Sandstein und Tonschiefer repräsentiert wird, hinfällig, und an ihre Stelle tritt die mächtige Devoninsel Hohenstadt-Mürä, welche in natürlicher Weise weiter westlich unter dem Cenoman des Schönhengster Gaues versinkt“ (vergl. unten unter B).

A. Das Glimmerschiefergebiet Lexen-Braune und seine Graphitlagerstätten (Graphitmulde von Schweine).

Das herrschende Gestein der archaischen Insel ist nach Untersuchungen BECKE's ein feldspatführender Glimmerschiefer mit häufigen Einschaltungen von Quarzit, der aus ihm durch Glimmerabnahme hervorgeht; die Graphitlager werden umschlossen von einem Graphitglimmerschiefer, der sich durch Kiesführung (wohl Magnetkies) und sechsseitige Graphitblättchen auszeichnet. Untergeordnet geht der Hauptglimmerschiefer auch in Phyllit über. Häufig ist den übrigen Gesteinen Pegmatit, ein grob-

körniges Gemenge von Kalifeldspat, Quarz, Muscovit eingeschaltet, dessen Gefüge auf starke Quetschung hinweist. Wo er in den Graphitlagern selbst und den sie einschliessenden Kalklagern auftritt, ist er als Riesenpegmatit entwickelt mit großen Muscovittafeln (mit paralleler Fältelung und Streifung) und akzessorischen Graphittäfelchen; er zeigt Neigung zu Schriftrgranitbildung und seine Linsen zeigen gleichfalls starke Pressung. Der die Graphitlager einschliessende Kalkstein ist gewöhnlich durch Graphit gefärbt, namentlich die im Graphit selbst auftretenden Kalke sind als metallisch glänzende Graphitkalke entwickelt, die auch viel Eisenkies [in (111) und (100)] führen. Granat ist in den Kalksteinen selten vorhanden; durch Beimischung von Serpentin finden sich olivengrüne matte Serpentinthalke (Ophicalcite), durch Chloritführung entstehen hellgrüne glänzende Chloritkalke. Die Entstehung dieser drei Abarten wird auf Kontaktmetamorphose zurückgeführt. Schließlich findet sich hauptsächlich im Liegenden der Graphitmulde von Schweine grobkörniger dickschieferiger bis massiger Amphibolit, wesentlich aus gemeiner Hornblende, Oligoklas und Biotit aufgebaut.

Der Graphit tritt wesentlich in zweierlei Gestalt auf: 1. Blättergraphit oder Hartgraphit, ein schieferiges, grobblättriges, teilweise feinschuppiges (flinziges) bis fast dichtes eisenschwarzes, metallisch glänzendes Aggregat mit viel Eisenkies in (111) und (100) und sekundärem Melantherit; auf derselben Lagerstätte (Flöz) häufig vertreten durch 2. Lettengraphit oder Weichgraphit, mattschwarze, erdige oder weiche plastische Aggregate mit Nestern von Eisenkies und teils eckigen, teils abgerundeten Bruchstückchen von dunklem Lagerkalk und Pegmatit. In den Graphitmassen findet sich weiter häufig Kalkspat, seltener Quarz, Feldspat (kaolinisiert), dunkler Lagerkalk und Limonit; an sehr zahlreichen Stellen geht das Graphitlager ganz allmählich in graphitführenden Lagerkalk und Graphitschiefer über. Die ganze Flözmasse ist schieferig bis blättrig, vielfach in ovale Schalen und Scherben zerquetscht, sehr häufig von metallisch glänzenden Harnischen durchzogen; auf Klüften der Graphitlager finden sich büschelförmige Aggregate kleiner Gipsnadeln, begrenzt von (010), (100), (111) in einfachen Kristallen wie in Schwalbenschwanzzwillingen.

Die chemische Zusammensetzung des Graphits von Schweine ist: C 32,81, H₂O 5,50, org. Subst. 0,69, S 1,30, Asche 59,70; die Analyse der Asche ergab: SiO₂ 52,10, Al₂O₃ 17,01, Fe₂O₃ 19,29, MnO 0,66, MgO 2,59, CaO 5,44, Alkalien nicht bestimmt, SO₃ 1,25, P₂O₅ 0,30 (Sa. ohne Alkalien: 98,64).

Für die Lagerungsverhältnisse ergaben sich folgende Tatsachen:

Bei Schweine werden 4 Graphitlager unterschieden, die man bisher wegen der sehr erheblichen Unterschiede im Streichen als gangförmige Vorkommen betrachtet hatte; die bergbaulichen Aufschlüsse und die geologische Untersuchung des Gebietes haben aber ergeben, daß hier eine einzige, geschichtete Lagerstätte vorliegt, welche in eine mit

ihrer langen Achse parallel zum allgemeinen Gebirgsstreichen gestreckte, stark deformierte Mulde eingefaltet ist. In der aus Lagerkalken, Graphitschiefer und Graphit bestehenden Lagerstätte befinden sich die vier Lager als örtlich zusammenhängende flözartige Graphitanhäufungen, während die Kalksteinmittel zwischen den einzelnen Graphitbänken im Streichen wie im Fallen sehr erhebliche Mächtigkeiten erreichen oder aber auch auskeilen. Die Graphitlager ruhen zunächst auf einer 20—32 cm mächtigen Schale von eisenschüssigem Glimmerschiefer, darunter Kalkstein, im Hangenden ebenfalls Kalkstein, z. T. von Quarz durchschwärmt; die Flözmasse besteht vorwiegend aus dem flinzigen Graphit (Hartgraphit), der in Weichgraphit übergeht und metergroße Linsen von Kalkstein und von Quarz, größere Linsen des grobkörnigen Pegmatites und Schollen von Glimmerschiefer von wechselnder Größe einschließt; die Mächtigkeit des bauwürdigen Flözes schwankt von 0,50—1 m, linsenförmige Anschwellungen erreichen bis 8 m Mächtigkeit.

Eine ähnliche Graphitmulde findet sich bei Vierhöfen, eine andere bei Braune. Aus dem Vorkommen dieser Graphitmulden wie aus dem ganzen geologischen Aufbau dieses Gebietes läßt sich allgemein feststellen, daß die aus kristallinem Schiefer aufgebaute Zone Lexen-Braune einen stark gefalteten Schichtenkomplex darstellt, der bei herrschendem O.—W.-Streichen aus mehreren schüssel- oder trogförmig gestalteten, im Streichen und senkrecht zu ihm unregelmäßig aneinander gereihten Mulden besteht.

Auf die wiederholten Faltungen dieser Zone wird die Graphitisierung zurückgeführt und der Graphit angesprochen als „das Endprodukt der Steinkohlenmetamorphose unter Mithilfe der Schwerkraft überlagernder Gesteinsmassen, gebirgsbildender Stauungen, vielfacher Quetschungen und Pressungen, sowie untergeordnet der Kontaktwirkungen basischer Eruptivgesteine“. (Über die bergmännisch-technischen Verhältnisse vergl. das Original p. 366—370.)

B. Die Devoninsel Hohenstadt-Mürau (und ihre Diabaseinlagerungen).

Im Gegensatz zu den Auffassungen von LIPOLD und BUKOWSKI, welche das vorliegende Gebiet gänzlich als archaisch oder teils als archaisch, teils als Culm betrachteten, stellt Verf. die Gesteine des Gebietes Hohenstadt-Mürau wegen der von ihm aufgefundenen, eingeschalteten Diabase insgesamt zum Unterdevon, das diskordant auf echtem Amphibolbiotitgneis (Orthogneis, der jüngeren Urgneisformation der Sudeten zugehörig) aufgelagert ist.

Die tiefsten Schichten sind als quarzreiche Biotitschiefer und Biotitquarzite entwickelt mit akzessorischem Muscovit, Eisenglanz, Chlorit, Kalifeldspat, Plagioklas, Graphit und Kalkspat; nach oben gehen sie allmählich in den die ganze Devoninsel beherrschenden Phyllit über. Den Phylliten sind quarzige Kalke eingelagert, die in Kalkphyllite,

tonige Kalkschiefer und Tonschiefer übergehen und mit denen sie wechsel-lagern, ferner auch kohlenstoffarme Graphitschiefer.

Als lokale Fazies des Unterdevon wird auch die kleine zentrale Aufbruchszone kristallinischer Schiefer bei Pobutsch betrachtet; feldspatreicher, glimmerarmer „Mikropegmatit (Aplit) von granitisch-körniger Struktur“, lokal massig, „im allgemeinen durch Druck bankig, z. T. sogar schieferig geworden“, ist am Steinhübel bei Pobutsch den Phylliten wiederholt eingeschaltet und tritt mit Graphitschiefern in Wechsellagerung; nach unten geht er in dickbankigen Biotitgranit über: „derselbe ruht im Liegenden auf schieferigem Biotitgneis, der von Phyllit begleitet wird, im Hangenden folgt dann glimmerschiefer-ähnlicher, stark gequetschter Phyllit mächtig entwickelt, z. T. mit transversaler Schieferung, welcher weiterhin mit Diabastuffen und -Tuffiten wechsellagert“. Neben dem mit Phyllit wechsellagernden Biotitgneis tritt auch Chlorit-(Phyllit-)Gneis in diesem Gebiete auf.

Einen anderen Typus der Gesteine dieser Zone stellen die Amphibolite dar; feinkörnige Varietäten überwiegen, es lassen sich Gesteine mit Hornblende als einzigem Hauptgemengteil von Feldspatamphiboliten unterscheiden, die auch Albit als zweiten Hauptgemengteil enthalten. Akzessorisch treten auf Kalifeldspat, Zoisit, Granat, Muscovit, Quarz, Kalkspat, Chlorit, Magnetit. Diese Amphibolite werden als metamorphe Diabase und Diabastuffite angesprochen, weil sich zwischen ihnen und den in der gleichen Phyllitzone auftretenden Diabasgesteinen alle Übergänge finden.

Die Diabase, von BECKE untersucht, sind teils körnige, teils schieferige Uralitdiabase; die ersteren finden sich in grobkörnigen und feinkörnigen bis dichten Varietäten, unter den schieferigen ist Augenstruktur durch große Uralite und Plagioklase nicht selten. Die Plagioklase sind basisch; im Diabas am Südgehänge des Steinbergs bei Pobutsch wurde ein Glied der Bytownit-Anorthitreihe als herrschend nachgewiesen.

Während der Diabaszone von Pobutsch Tuffe zu fehlen scheinen, sind sie bei Chirles und Rippau weit verbreitet (von PELIKAN untersucht); teilweise enthalten sie neben dem überwiegenden Diabasmaterial Kalkschlamm und Tonschlamm und gehen außer in Amphibolite auch in die normalen Phyllite über.

Die Analyse eines Diabastuffites vom Steinbruch im Fuchswinkel bei Chirles ergab folgende Werte: SiO_2 51,60, Al_2O_3 15,36, Fe_2O_3 1,72, FeO 11,23, MnO 0,23, MgO 6,69, CaO 11,70, Alkalien nicht bestimmt, H_2O 0,93, Sa. 99,46.

Von Kontaktwirkungen des Diabases werden angeführt: Marmorisierung mehrerer Kalklager am Kalkberge bei Chirles, zwischen welche die Diabase eingeschaltet sind, Ophicalcite und aus Phyllit entstandene Adinole am Wachberge bei Pobutsch.

Die Diabase treten in mehreren O.—W. streichenden Zonen dem Phyllit eingelagert auf und vervollständigen somit die petrographische

Ahnlichkeit dieses Gebietes mit dem typischen Unterdevon bei Würbental. Da auch östlich und nordöstlich der March, wie Verf. früher ausgeführt hat (dies. Jahrb. 1901. I. - 426—427-), Diabase mit ihren Tuffen dem Unterdevon eingeschaltet sind, spricht Verf. den ganzen Komplex als unterdevonisch an; es findet sich somit rechts der March das gleiche Devon wie bei Würbental und links der March — die beiden ursprünglich zusammengehörenden Komplexe sind getrennt worden durch eine gewaltige, wahrscheinlich „rechtsinnig fallende nach h. 22½ streichende schräge Kluft, an deren Hangenden die Senkung der Gebirgsstücke stattgefunden hat, mit dem Ergebnis der gewaltigen Horizontalverschiebung von 8 km“. Wie das verschiedene Streichen zeigt — östlich der March SW.—NO., westlich O.—W. —, hat „auch eine drehende Bewegung während des Verwerfungsaktes stattgefunden“. Längs dieser Verwerfung ist später die breite Marchfurche ausgewaschen worden.

C. Die Randzone devonischer Grauwackenkonglomerate bei Mürau und der Grauwackenschiefer bei Groß- und Kleinpoidl, Quittein bis Skalitschka mit ihren Blei- und Eisenerzlagerstätten¹.

I. Die devonischen Grauwacken und die ihnen eingelagerten Gesteine.

Während F. RÖMER die halbkristallinische Engelsberger Grauwacke und die mehr klastischen Grauwacken der Bennischer Schichten dem Devon zurechnet, bestreitet E. TIETZE die Anwesenheit devonischer Grauwacken in Mähren und Schlesien gänzlich und stellt die Grauwacken samt Tonschiefern zum Kulm; dieser Auffassung schließt sich G. v. BUKOWSKI speziell für die Gegend von Müglitz und Mürau an. Im Gegensatz zu TIETZE und BUKOWSKI unterscheidet Verf. in Mähren ältere devonische und jüngere kulmische Grauwacken auf Grund petrographischer und tektonischer Merkmale: die „Randzone grober Konglomerate und halbkristallinischer Grauwackenschiefer ist ganz entschieden älter als die benachbarten, mehr klastischen, petrographisch verschiedenen jüngeren Grauwacken westlich und südlich Müglitz“.

Die im frischen Zustande graugrün bis lauchgrün gefärbten devonischen Grauwackenkonglomerate östlich und südlich von Mürau bestehen aus eckigen Trümmern von Quarz und Quarzit, Plagioklas und Bruchstücken von kristallinen Schiefen, Phylliten etc., in einem spärlichen feinkristallinen Grundgewebe mit Quarz, Sericit, Chlorit als Neubildungen; sie werden als Detritus der Gesteine der Devoninsel Hohenstadt-Mürau bezeichnet. Sie streichen wie die unterdevonischen Phyllite und Schiefergneise O.—W. Bei Rippau umschließen sie ein barytisches

¹ Zum Zwecke des Referates mußte der Stoff von der Disposition der Originalarbeit im allgemeinen und im einzelnen durchaus abweichend angeordnet werden. Ref.

Bleiglanzvorkommen, im wesentlichen kristallinen bis dichten Baryt mit silberhaltigem Bleiglanz, untergeordnetem Siderit und dessen Zersetzungsprodukten nebst Kalkspat und Quarz, das jetzt gänzlich unzugänglich ist.

Die devonischen Grauwackenschiefer bilden eine 10 km lange, schmale, nordsüdlich gestreckte Gesteinszone längs des Westrandes der March; sie sind sowohl dem phyllitischen Untergrunde wie den Grauwackekonglomeraten konkordant und mantelförmig aufgelagert und werden gegen Süden von transgredierenden typischen Culmgrauwacken überlagert.

Die herrschenden graugrünen bis grauen Grauwackenschiefer bestehen aus den gleichen Komponenten wie die Konglomerate; stärker gepreßte Partien nähern sich phyllitischen Gesteinen.

Als Einlagerungen finden sich in diesen Grauwackenschiefern (für die Erzlager von höchster Bedeutung): Kalksteinlager und Kalksteinstöcke, graphitische Tonschiefer, durch Übergänge verbunden mit den dunklen, blaugrauen Grauwackenschiefern, aufgebaut aus Quarzkörnchen, zurücktretendem Feldspat, Fragmenten von graphitischem Tonschiefer in einem reichlichen, durch Graphit dunkelgrau gefärbten, mit Eisenkarbonat imprägnierten tonigen Bindemittel. Eine Analyse ergab folgende Werte: SiO_2 75,05, Al_2O_3 16,76, FeCO_3 7,34, MgO 0,12, CaO 0,55, SO_3 0,23, Sa. 100,05. In dieser Gruppe werden unterschieden:

1. in ihrer ganzen Masse mehr oder weniger mit Eisenkies in kleinsten Körnchen und Kriställchen imprägnierte Schiefer (gelegentlich mit feinem Staub und Anflügen von Kupferkies und Zinkblende);

2. Sideritgrauwacke, bestehend aus lagenweise bis flözförmig angeordnetem tonigem Siderit, blaugrauem Grauwackenschiefer oder graphitischem Tonschiefer oder Breccien der genannten Gesteine mit Konkretionen von Siderit, z. T. Sphärosiderit. Ihre Entstehung wird auf Ablagerungen in Sümpfen zurückgeführt, die durch FeCO_3 -haltige Quellen gespeist wurden und in denen Pflanzen unter Luftabschluß vermoderten.

An diese Einlagerungen, die Kalke, die dunkelblaugrauen Grauwackenschiefer und die graphitischen Tonschiefer sind die Eisenerzlagerstätten von Quittein, Colloredo, Klein- und Großpöidl gebunden.

Auch die Grauwackenschiefer streichen O.—W. wie die unterlagernden unterdevonischen Phyllite und Quarzite; wie diese sind sie stark gefaltet, während die culmischen Grauwacken, auch petrographisch als grobe Sandsteine und hellgraue Tonschiefer ganz abweichend entwickelt, in breiten und flachen Undulationen SW.—NO. streichen. Da somit die randliche Grauwackenzone älter als der diskordant aufgelagerte Kulm, aber jünger als das konkordant unterlagernde Unterdevon ist, wird ihren Gesteinen mitteldevonisches Alter, etwa F. RÖMER's Engelsberger Grauwacke entsprechend zugeschrieben.

II. Das Eisenerzvorkommen von Quittein.

a) Geologische Beschreibung.

Das weitaus wichtigste der oben genannten Eisenerzvorkommen sind die dem Grauwackenschiefer eingebetteten Lager von dem Bergrücken „Randig“ bei dem Dorfe Quittein, die seit mehr als 70 Jahren den mährischen Hochöfen wichtiges Material liefern, in geologischen Fachkreisen aber wenig bekannt geworden sind.

Das Quitteiner Erzvorkommen baut sich aus mehreren Lagern auf, die, wie ein beigegebener Plan (p. 428) zeigt, in vier Mulden eingefaltet erscheinen — die entsprechenden Sättel sind denudiert. Das Innere der Mulden und der Kern der Sättel bestehen aus mehr oder weniger veränderten Sideritgrauwacken mit untergeordneten graphitischen Tonschiefern und Kalken.

Die Sideritgrauwacken der Eisenerzlager enthalten im unveränderten Zustande neben Eisenkies bis $64\frac{1}{2}\%$ FeCO_3 ; frisch finden sie sich nur in den tieferen Teilen der Lagerstätte, wo sie auch Einlagerungen von Kalkstein führen. In den oberen Horizonten sind sie stark zersetzt und aufgelockert; sie sind zu gelben bis weißen kaolinitartigen oder sehr mürben schwarzgrauen Schiefern umgewandelt oder zu lettenartigen Massen zersetzt — das Eisenkarbonat und SiO_2 wurden durch diese Zersetzung in erheblicher Menge aus diesem Nebengestein der Erzlager fortgeführt.

Die Kalksteine finden sich, wie erwähnt, im Gebiete der Erzlager unversehrt nur in den tieferen Partien, die im unveränderten Zustande marmorähnlichen, weißen bis graublauen Kalke gehen nach oben in modifizierte über, indem die auf zahllosen Klüften aus der Sideritgrauwacke eindringende Lösungen in den unteren Teilen große Kalksteinblöcke randlich, in den oberen gänzlich in teilweise mürbe, ocker-gelbe Gesteinsmassen umwandelten. In den oberen Sohlen des Bergbaues fehlen die Kalke vollständig; die modifizierten Kalksteine gehen über teils in Limonitmassen (aus Siderit hervorgegangen), die eigentlichen Erzkörper, teils in Eisenkiesel, beide Endglieder durch alle möglichen Übergänge mit dem Ausgangsmaterial verbunden. Gelbbraune Letten, die in den Quitteiner Lagerstätten zusammen mit gelbem Eisenkiesel hauptsächlich die liegenden Partien der eigentlichen Erzlagerstätten einnehmen, sind der unlösliche Rückstand, der bei der Umwandlung der tonig-dolomitischen Kalksteine in Sideritlager (später in Limonit übergegangen) zurückblieben. Andere, braun-, gelb- und weißstreifige Tone, welche als taube Bergmittel — „das schöne Erzgebirge“ der Bergleute — in ansehnlicher Ausdehnung und Mächtigkeit innerhalb der Lagerstätten auftreten und Limonitkonkretionen enthalten, werden als Rückstände umgewandelter tonig-dolomitischer Kalk- und Mergelschiefer betrachtet, welche den ursprünglich vorhandenen, vom Erz verdrängten Kalk begleiteten.

Die Zusammensetzung des Kalksteins von Quittein und seiner Übergänge in Eisenkiesel zeigen folgende Analysen (I—IV p. 396),

denen zum Vergleich die Analysen von Eisenkiesel von Quittein beigefügt sind (V, VI, p. 403).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
CaCO ³	70,26	52,05	30,51	5,71		
MgCO ³	8,68	14,43	20,41	7,56		
CaSO ⁴	0,71	1,46	—	—		
BaSO ⁴	1,40	2,80	—	—		
SiO ²	7,90	6,35	37,80	58,90	78,80	85,95
Al ² O ³	7,37	8,85	2,63	17,04	2,40	7,98
Fe ² O ³	0,18	0,40	4,31	9,41	16,20	5,37
Mn ² O ³	—	—	0,08	0,28	CaO 2,50	0,59
SO ³	—	—	0,14	0,35	—	—
Org. Subst. . . . }	3,70	13,08	3,24	0,51	H ² O nicht best.	2,50
H ² O chem. geb. }						
(Sa.)	(100,20)	(99,42)	(99,12)	(99,76)	(99,90)	(102,39)

I. Weißer körniger Kalk.

II. Gelber „ „

III. Weißer dichter modifizierter Kalkstein.

IV. Ockergelber poröser Übergang zu Eisenkiesel.

V. } Eisenkiesel.

VI. }

Die Quitteiner Eisenerzlager selbst bestehen in ihrer Hauptmasse aus erbsengelben, gelbbraunen bis rotbraunen Tonschiefern. Letten und Tonen, sowie bolartigen Nontroniten und allophanführenden Massen mit Limonit und Eisenkiesel, innerhalb derer große, bis 40 m und darüber mächtige Lager und Stöcke von Limonit, Kieseisenstein und Eisenkiesel sich befinden; die einzelnen, in vier Mulden eingefalteten „Erzlagerstreichen“ enthalten mehrere, in derselben Schicht in größeren oder kleineren Zwischenräumen hintereinander angereihte größere Erzkörper. Als Beispiel für die einzelnen Erzkörper, für deren Spezialbeschreibung auf das Original verwiesen werden muß (p. 427—448), sollen hier die Verhältnisse des sogen. Hauptlagers des Maschinenschächter Hauptlagerstreichens kurz geschildert werden: es stellt einen auf Letten, Tonen und Kalkstein appr. 60 m unter Tage stumpf aufsitzenden rundlichen Lagerstock von 17 m Durchmesser dar, der nach oben bis zu 23 m Durchmesser zunimmt und sich mit einem folgenden Lager zu einem 90 m anhaltenden Erzlager vereinigt. Gleichzeitig nehmen aber die Eisenkiesel des Liegenden an Mächtigkeit zu, gewinnen gegen den Tag hin die Oberhand und behaupten schließlich die ganze Lagermächtigkeit. Unmittelbar unter der Lößdecke geht jedoch die ganze Lagermasse in die das „Schöne Erzgebirge“ genannten Letten und Tone über.

Als Beispiel für die chemische Beschaffenheit der geförderten, wesentlich aus Limonit bestehenden Erze, auf dessen Beschaffenheit im folgenden Abschnitt eingegangen wird, können zwei Durchschnittsproben vom Hauptlagerstreichen dienen (p. 410):

	VII.	VIII.
Fe ² O ³	62,10	51,80
Mn O	1,90	1,37
Zn O	0,90	0,29
Si O ²	19,30	30,35
Al ² O ³	4,20	7,79
Mg O	Spur	0,63
Ca O	0,80	1,42
Ba O	0,01	—
SO ³	0,35	0,10
P ² O ⁵	1,20	1,27
H ² O	9,20	5,53
Sa.	99,96	100,55

VII. Brauner Glaskopf und derber stufiger Limonit (Mittel aus 4 Analysen).

VIII. Mulmiger Limonit, gemischt mit Stufenklein (Mittel aus 2 Analysen).

Über die technischen Verhältnisse vergl. das Original p. 460—482.

b) Die Mineralien der Erzlagerstätten von Quittein.

Folgende Minerale werden von den Quitteiner Lagerstätten beschrieben:

Graphit (nur derb), Eisenkies (in kleinen (100) und derb, bisweilen körnige Aggregate mit Quarz, an den unteren Enden der Lager kopfgroße Massen mit feinkörnigem Siderit, Baryttafeln, Quarz und Ton), Quarz in Kristallen und **Eisenkiesel**¹, Chalzedon (gewöhnlich kleintraubig und als Überzug, auch Pseudomorphosen nach Baryt bildend) und Jaspis, Hämatit (zarte Lamellen und Blättchen), Opal, Goethit (in zarten Lamellen, Pseudomorphosen nach Eisenkies bildend und als Sammetblende), **Limonit**, Kalkspat (in Kristallen herrschend ∞R, — $\frac{1}{2}$ R oder 4R, dann R³), **Siderit**, Wad (feinschuppige Überzüge, seltener derb), Psilomelan (derb und erdig), **Baryt**, Gips (nur auf Klüften in den aufgelockerten Sideritgrauwacken und den oberen Teufen des Bergbaues, sehr dünne tafelförmige bis säulenförmige kleine Kriställchen, begrenzt von (010), (110), (111), häufig Schwalbenschwanzzwillinge; (010) parallel den Kluftflächen), Evansit (vergl. BECKE, Min.-petr. Mitt. 1. 465. 1878), Kaolinit (Kaolin und Steinmark), Pinguat (im „Schönen Erzgebirge“ und als Neubildung im regenerierten Bergversatz), Bol (blutrot, Anal. IX, und ockergelb, bisweilen streifenweise wechselnd: Achatbol; allgemein in den Erzlagern verbreitet, teils akzessorisch allein oder gemengt mit Allophan, verwachsen mit Limonit, teils einen Teil der Erzlagerfüllung bildend, schließlich auch in größeren Bestandmassen als Zersetzungsprodukt der tonig-dolomitischen Kalkschiefer, s. o.), Allophan (1. weiß, Anal. X, in den Erzlagern und ihren Nebengesteinen sehr ver-

¹ Über die fettgedruckten Minerale vergl. den folgenden Abschnitt.

breitet, wenn auch nicht in großen Massen, Zersetzungsprodukt der Siderit-grauwacken und ihrer Nebengesteine, 2. blau durch Kupfersilikat, kleintraubige Überzüge, H. = 3, auch dicht und erdig, nur auf den Strukturflächen des Limonit). Als Phosphatallophan wird eine weiße, mit Evansit zusammen vorkommende kaolinähnliche Substanz bezeichnet, wahrscheinlich ein Gemenge von Allophan mit Evansit.

	IX.	X.
SiO ²	42,93	39,13
Al ² O ³	28,52	34,65
Fe ² O ³	7,94	—
FeO	1,56	—
MgO	—	nicht vorh.
CaO	—	0,65
P ² O ⁵	0,28	0,89
H ² O (chem. geb.) .	13,88	24,02
H ² O (hygr.) . . .	5,15	
Sa.	100,26	99,34

IX. Blutroter Bol, Quittein.

X. Weißer Allophan, Pecherzlager am Albertschacht, Quittein.

Der Siderit fehlt den oberen Teufen völlig und findet sich erst auf der zweiten Tiefbausohe in 72 m Tiefe teils als Kern von braunen Glasköpfen (s. u.), gewöhnlich aber in Form von derbem, festem, massigem und schieferigem Siderit an den unteren Lagerspitzen, vielfach auch im Liegenden der Limonitlager und ferner als Gemengteil unversehrter Siderit-grauwacken, sowie in Breccien von Siderit und Tonschiefer. Er ist gewöhnlich kristallinisch feinkörnig bis dicht, derb oder in traubigen Aggregaten, grünlichgrau, rauchgrau bis weiß, matt, teilweise mit Tonschlamm verunreinigt; an der Luft verwittert er in sehr kurzer Zeit zu Limonit. Die Analyse ergab folgende Werte: FeO 54,97, ZnO 1,00, CaO 1,09, SiO² 5,84, Al²O³ 4,05, P²O⁵ 0,27, Glühverl. 30,05; Sa. 97,27 (da Mangan und BaSO⁴ nicht bestimmt wurden).

Der Limonit, die fast ausschließliche Ausfüllungsmasse der Erz-lager, ist vorwiegend in derben stufigen und mulmigen (erdigen) Aggregaten entwickelt (Derberze und Mulm). Mulm kommt teils in Nestern im Derberz, teils mit ihm wechsellagernd vor, beide sind gewöhnlich schwärzlichbraun bis gelbbraun, seltener ockergelb. In den oberen Lagen enthalten die dichten stufigen Limonite rotbraun bis blutrot gefärbte Partien, wohl Annäherungen an Hydrohämatit und Hämatit. Fast überall enthält der Limonit Quarz in inniger Verwachsung.

Weit verbreitet ist Limonit in Form von braunem Glaskopf, nierenförmige, knollige und stalaktitische Gebilde von radialfaseriger Textur und krummschaliger sowie konzentrisch-schaliger Struktur; in den reichen Erzlagern drängen die Glasköpfe lokal das dichte Erz zurück. Die schwärzlichbraunen, außen schimmernden bis matten Glasköpfe tragen im Innern auf ihrer gewöhnlich spiegelglatten, selten rauen, nierenförmigen

Oberfläche Warzen und Stalaktiten resp. Stalagmiten von 5—8 cm Länge; häufig sind sie mit silberglänzendem Wad überzogen. Im Innern der Glasköpfe treten mit Ausnahme von Graphit, Eisenkies und Gips fast alle von den Erzlagerstätten oben aufgezählte Minerale auf, Siderit nur auf den tieferen Sohlen, wo er den oft mächtigen Kern derartiger Massen bildet. Ein abgebildeter, 60 cm und 70 cm im Durchmesser betragender Glaskopf von der zweiten Tiefbausohle des Neumaschinenschachtes besteht von außen nach innen aus folgenden Schichten: 1. dichter, gelbbrauner Limonit, 2. konzentrisch-schaliger Limonit (Glaskopf), 3. Hohlräume mit Stalaktitengruppen, 4. Kaolinit (eine schwache Schicht von hellgrauem Ton), 5. mächtiger Sideritkern.

Pseudomorphosen von Limonit nach Siderit und Baryt wurden zuweilen beobachtet.

Als Kieseleeisenstein bezeichneter, dichter, mit SiO_2 imprägnierter Limonit, mit mehr als 30% SiO_2 und daher nicht mehr verhüttungsfähig, bildet den Übergang zu Eisenkiesel.

Eisenkiesel, kryptokristallinischer Quarz mit Limonit, in den oberen Sohlen auch mit Hämatit, ist teils mit Limonit und Kieseleeisenstein, teils selbständig in mächtigen Lagern und Stöcken und in inniger Verwachsung mit den Kalksteinlagern des Randig ein sehr wichtiger Bestandteil der Erzlagerstätten: der Limonit ist stets an ihn gebunden. Über seine chemische Zusammensetzung vergl. oben Anal. V und VI.

Baryt findet sich in Kristallen von wechselndem Typus; nach P (001) tafelförmige Kristalle herrschen vor, doch kommen auch durch Gleichgewicht der Spaltungsflächen P und M (110) isometrische Gebilde vor. Zu den herrschenden Formen gesellen sich, mannigfach gruppiert und durch ihre wechselnde Größe den Charakter der Umgrenzung der Tafeln verändernd, k (010), c (100), d (102), o (011). Die Kristalle sind gewöhnlich zu mannigfaltig gestalteten Gruppen vereinigt und dann gewöhnlich Tafeln von 5—10 mm Länge und Breite und 1 mm dick, aber auch papierdünn; die selteneren einzelnen Kristalle erreichen mehrere Centimeter. Gewöhnlich farblos und wasserhell, zeigen sie auch mannigfache Färbung. Auch radialstengelige bis körnige und derbe Varietäten kommen vor.

Verbreitet sind die Baryte durch die ganze Lagerstätte, eingewachsen im Limonit, Siderit und Sideritgrauwacke, aufgewachsen auf Limonit, sehr häufig, oft in besonders schönen Kristallen im Innern der braunen Glasköpfe, ferner auf Strukturflächen des Kieseleeisensteins etc. Überwachsungen großer einfacher Kristalle durch flächenreiche kleine Subindividuen deuten auf mehrere Generationen dieses Minerals.

c) Die Entstehung der Quitteiner Lagerstätten.

Die geschilderten Verhältnisse führen zu folgender Auffassung von der Entstehung der Quitteiner Lagerstätten:

Durch absteigende Tätigkeit der zirkulierenden Wässer und Lateralsekretion ging der primäre Eisenkarbonatgehalt der

Sideritgrauwacken in Lösung und reicherte die eingeschalteten Kalklager von oben her mit Siderit an. Gleichzeitig wandelte sich der Eisenkies der dunklen Grauwacken- und Tonschiefer in Eisenvitriol und Schwefelsäure um; die Eisensulfatlösungen setzten in Berührung mit dem Kalk dessen primäres Barium als Baryt an Ort und Stelle und in der nächsten Umgebung ab, Eisenkarbonat schied sich gleichfalls ab, während CaSO_4 weiter fortgeführt und als Gips in größerer Entfernung abgeschieden wurde. Die Schwefelsäure setzte die Tonerdesilikate der primären Sedimente in Alumosulfat um unter Ausscheidung von SiO_2 , das gleichfalls gelöst nach der Tiefe geführt wurde und dort auch seinerseits den Kalk verdrängte, ebenso wie die Kieselsäure, die infolge der Kaolinisierung der Grauwackenschiefer und Tonschiefer in Lösung ging. Das Verhältnis der den Kalk verdrängenden Eisenlösungen und Kieselösungen war bestimmend für die Bildung von reichen Erzlagern, Kieseisenstein oder Eisenkiesel.

In einer zweiten Periode wurde der Siderit in Eisenoxydhydrat umgewandelt; es bildeten sich der Limonit und Glaskopf und mit ihnen die in und zwischen den Glasköpfen befindlichen Substanzen; in diese Zeit verlegt Verf. die Bildung der Drusen der Baryte, so daß die auf den Barytkristallen aufgewachsenen kleinen Baryte eine dritte Generation darstellen.

Milch.

Experimentelle Geologie.

G. Spezia: Contribuzioni di Geologia chimica. La pressione è chimicamente inattiva nella solubilità e sostituzione del quarzo. (Atti Accad. d. scienze. 40. 8. Jan. 1905. 11 p. 1 Taf. Torino 1905.)

Schon durch mehrere Versuche hat Verf. bewiesen, daß Druck allein keine mineralbildende Kraft besitzt, daß Wärme dazu kommen muß. Auch dieser Aufsatz beschäftigt sich mit dem gleichen Gegenstande bei einer neuen Versuchsanordnung. In eine durch eine zweiteilige Kapsel geschützte Röhre wurde oben zerkleinerter Quarz ohne Kristallflächenreste in einem Silberdrahtkörbchen angehäuft, oben auf ein Quarzkristall gelegt, der Apparat dann mit verdünnter Lösung von Na_2SiO_3 gefüllt und geschlossen. Oben in der Region des Körbchens fand durch einen Ring mit Gasflammen eine Erhitzung auf 338° statt, was zugleich einen Druck von 150 Atmosphären bedeutet, unten tauchte der Apparat in kühles Wasser. Nach sechsmonatlicher Erhitzung zeigte sich, daß der oberste Kristall und die höheren Quarztrümmer angeätzt, die tieferen unter dem Flammeuring befindlichen dagegen durch Quarz verkittet und z. T. weiter gewachsen waren, derart, daß die Silberfäden in die Stücke eingebettet waren. Oben in der heißen Region hat Lösung, unten in der kalten Absatz stattgefunden; der Druck war im ganzen Innern derselbe. Also ist auch hier die Wärme der mineralbildende, weil lösende Faktor, wozu freilich noch die Zeit

kommt. In der Natur spielt wie in diesem Versuch der Druck aber insofern eine Rolle, als er Wasser in flüssiger Form, demnach als Lösungsmittel erhält. Also ist der GRUBEMANN'sche, auf die kristallinen Schiefer bezogene Satz „Druckzunahme erzeugt Lösung, Druckabnahme Kristallisation“ nicht so unbedingt zutreffend, sondern bedarf der hiermit gegebenen Auslegung.

Deecke.

Geologische Karten.

L. Rollier: Carte tectonique des environs de Moutier (Jura bernois) 1:25 000. (Publiée par la Comm. géol. Suisse. 1901.)

—: Carte tectonique des environs de Bellelay (Jura bernois) 1:25 000. (Publiée par la Comm. géol. Suisse. 1901.)

Die beiden Karten stoßen in O.—W.-Richtung aneinander. Sie bringen ein Stück des Berner Faltenjura zur Darstellung und umfassen acht Blätter des Siegfriedatlas. Die Hauptketten, die das Gebiet durchziehen, sind die Moron-Graitery- und die Raimeux-Kette, die wichtigsten der von tertiären Bildungen erfüllten Mulden die von Sulz, Sornethal, Münster und Bévillard. Die Ketten sind tief erodiert, die älteste der als Antiklinalkerne erscheinenden Stufen ist der Keuper. Die jurassischen Ablagerungen nehmen bei weitem den meisten Raum ein. Im Lias sind Sinémurien, Charmouthien, „marnes supraliasiques“ (Aalénien inf. et Toarcien) und „oolithe ferrugineuse aalénienne“, im Dogger Bajocien, Bathonien-Vesullian und *Athleta*-Schichten — Dalle nacrée —, Callovien ausgeschieden. Das Oxford (im engeren Sinne) ist gegen SO. immer schwächer entwickelt, die Grenze zwischen den beiden Fazies des Rauracien (im Norden) und Argovien (im Süden) läuft in ONO.—WSW.-Richtung über die Blätter. Darüber folgen noch Sequan, Kimmeridge und Portland. Im Norden auf Kimmeridge, im Süden auf Portland liegen die Bohnerze und „Sables vitrifiables“ (Huppererde) des Eocäns; in der Synklinale von Münster finden sich auch „calcaires à *Limnaea longiscata*“. Darüber folgt oligocäne und miocäne Molasse.

Die Karten bringen die geologische Beschaffenheit des Gebirges abgedeckt, d. h. ohne die diluvialen und alluvialen Bildungen zur Darstellung. Nur die Ausdehnung der Torfmoore ist angedeutet.

Die Karten werden nicht von besonderen Erläuterungen begleitet.

Otto Wilckens.

A. K. Meister: Geologische Karte des goldführenden Gebiets am Jenissej. Beschreibung des Blattes L—9. 1904. 48 p. (Aus: Geologische Untersuchungen in den goldführenden Gebieten Sibiriens. Russ. mit deutsch. Résumé.)

Der Aufsatz zerfällt in drei Teile: einen kurzen orographischen Überblick, eine Beschreibung der Aufschlüsse längs der die Landschaft

durchströmenden Flüsse Angara, Rybnaja, Kirgitej und Kontschenga und eine geologisch-petrographische Skizze.

Das untersuchte Gebiet befindet sich zwischen $94^{\circ} 30'$ und 95° östlicher Länge (von Greenwich) und zwischen 58° und $58^{\circ} 20'$ nördlicher Breite. Seine Reliefformen zeichnen sich durch weiche und sanfte Konturen aus. Die bedeutendsten Erhebungen befinden sich im SO. und N. des Kartenblattes und übersteigen nicht 450 m Meereshöhe.

Der größere westliche Teil des Blattes wird von Tonschiefern eingenommen, die ein höchst einförmiges phyllitisches Gepräge tragen. Sie gehören der „Uderejschen“ Schichtenfolge der Tonschiefer an und bilden ihre direkte Fortsetzung aus den benachbarten Blättern L—8 und K—9. Im östlichen Teil des Gebietes herrschen Dolomite, Kalksteine und Tonschiefer. Diese Gesteine sind konkordant gelagert und wie die „Uderejschen“ Tonschiefer in SO.—NW.-Richtung disloziert. Eine fernere Gesteinsgruppe bilden rote Sandsteine, von denen mächtige Aufschlüsse am rechten Ufer des Angara-Flusses und kleinere isolierte auch am linken Ufer zutage treten. Sie sind schwach antyklinal gewölbt und bilden nach Ansicht des Verf.'s Teile einer gesunkenen Scholle.

Von Massengesteinen sind in erster Reihe ein gabbroider, vorwiegend aus Andesin und grünem (im Dünnschliff farblosem) Pyroxen bestehender, stark zersetzter Andesindiabas vom rechten Ufer der Rybnaja und zwei Amphibolitvarietäten von massigem Gefüge zu nennen. Die eine von ihnen besteht aus faseriger, grüner Hornblende und untergeordnetem Pyroxen von scheinbar sekundärer Entstehung. Die andere Varietät enthält Albit, grüne Hornblende, Epidot, Chlorit und Titanit. Die Amphibolite gehen in schieferige Varietäten über.

	I.	II.	III.
Si O ₂	46,05	46,62	45,56
Al ₂ O ₃	21,20	14,50	13,19
Fe ₂ O ₃	5,08	2,24	1,54
Fe O	7,99	11,84	13,99
Mn O	—	0,62	0,34
Ca O	10,40	8,94	7,08
Mg O	2,72	9,03	9,28
K ₂ O	0,17	0,61	1,52
Na ₂ O	1,43	1,42	2,87
Ti O ₂	1,19	1,11	1,81
H ₂ O	2,03	2,74	2,37

I. Andesindiabas. II. Amphibolit. III. Schieferiger Amphibolit.

Ein Vergleich der Analysen ergibt ihre relative Ähnlichkeit, welche noch deutlicher hervortritt, wenn man die Gesteine durch Formeln ausdrückt. Verf. glaubt daher an einen genetischen Zusammenhang zwischen dem beschriebenen Diabas und dem ursprünglichen Gestein der Amphibolite. Die Differenzen für Al₂ O₃ und Mg O sind dem verschiedenen Gehalt an Hornblende und Chlorit zuzuschreiben [Verf.]. Schließlich treten innerhalb

des untersuchten Gebietes (an der Rybnaja) noch dunkel- und hellgrüne, z. T. schieferige Gesteine auf, die u. d. M. porphyrische Struktur aufweisen. Die Einsprenglinge (nur im gewöhnlichen Licht deutlich bemerkbar, im polarisierten mit der Grundmasse zusammenfließend) sind durch zweifellose Pseudomorphosen nach porphyrischem Olivin gegeben und bestehen aus faserigem Serpentin, Antigorit und isotropem Serpentin; sie enthalten außerdem noch Pilitnadeln und Tremolitbüschel. Die fein- bis sehr feinkörnige Grundmasse besteht hauptsächlich aus zwei Mineralien. Das eine bildet graubraune, strahlige bis rosettförmige Aggregate und dürfte dem Verf. zufolge ein vielleicht zersetzter Pyroxen sein. Das andere ist farblos und erscheint in Form von Mikrolithen oder feinen Leistchen. Verf. glaubt in ihnen Feldspatkristallite erblicken zu dürfen. Das Gestein selbst hält er für Pikritporphyr. Einige Stufen dieses Gesteins haben übrigens eine etwas abweichende Zusammensetzung und unterscheiden sich bereits makroskopisch durch eine größere Schieferigkeit. U. d. M. betrachtet, zerfallen sie in zwei Komponenten, deren eine ein fluidal struiertes, in wechselnden Mengen aus Serpentin (in den drei obengenannten Varietäten), Titanit, Pilit resp. Tremolit, Calcit und zoisitartigem Epidot oder an deren Stelle Augit bestehendes Gestein vorstellt. Mitunter tritt an Stelle von Calcit und Epidot auch Webskyit. Das zweite Gestein, das erst nach Kristallisation des ersten zur Verfestigung gelangte und somit gleichsam die Partien des ersten verbindet, ist von dem bereits beschriebenen Pikritporphyr nicht zu unterscheiden. Verf. meint, daß der Entstehung des Mischgesteins magmatische Spaltungsvorgänge zugrunde zu legen seien. Was die ursprüngliche Zusammensetzung der ersten Komponente anbelangt, so dürfte sie anfangs aus Augit und Olivin bestanden haben. Das Vorhandensein von Webskyit resp. Calcit und Epidot deutet auf eine fortschreitende Zersetzung des Serpentins hin.

	I.	II.
Si O ₂	40,44	46,30
Al ₂ O ₃	11,65	6,41
Fe ₂ O ₃	9,46	9,13
Fe O	2,33	2,24
Mn O	0,27	0,21
Mg O	19,46	17,82
K ₂ O	0,70	0,37
Na ₂ O	0,21	0,98
Ti O ₂	0,90	0,58
CO ₂	0,88	0,93
H ₂ O	4,61	1,78

I. Pikritporphyr. II. Gesteine von der Zusammensetzung der ersten Komponente der zuletzt besprochenen Bergart.

In tektonischer Beziehung ist die bereits erwähnte Faltung der ältesten Gesteine in NW.—SO.-licher Richtung hervorzuheben. Die Faltenachsen scheinen nach NW. geneigt zu sein. Die roten Sandsteine bilden

eine in NO.—SW.-licher Richtung orientierte Antiklinale und weisen eine lokale Dislokation in der Nähe einer Verwerfungslinie auf. Es wird auch auf eine große, in meridionaler Richtung verlaufende Verwerfung hingewiesen.

Für die Goldproduktion ist das Gebiet, nach Ansicht des Verf.'s, wenig verheißend.

Boris Popoff.

Geologie der Alpen.

1. **Ch. Sarasin:** Quelques observations sur la région des Vergys, des Annes et des Aravis. (Arch. des sci. phys. et nat. 4. Per. 15. 1903. 30—48. 1 Taf.)

2. —: Quelques observations sur la région des Vergys, des Annes et des Aravis. Mit Bemerkungen von M. LUGEON. (Ecl. geol. helv. 7. 321—334. 1 Taf. 2 Fig.)

3. —: Programme des excursions de la Société géologique suisse après la Réunion annuelle de la Société Helvétique des sciences naturelles à Genève. 11.—14. Sept. 1902. (Ecl. geol. helv. 7. 311—318.)

1. 2. Verf. beschreibt eine Reihe von Profilen (die von der schweizerischen geologischen Gesellschaft gelegentlich ihrer Genfer Versammlung (1902) besucht werden sollten) aus den savoyischen Kalkhochalpen, und zwar: 1. aus den Ketten zwischen Arve- und Borne-Tal einerseits und der Synklinale des Reposoirs andererseits, 2. durch die Klippen von Les Annes und 3. aus der Gegend des Col des Aravis und von Flumet.

Das Profil von St. Pierre des Rumilly zum Pt. Bornand zeigt regelmäßige Kreide- und Flyschfalten. Auf dem Flysch im Kern der Reposoir-antiklinale liegt die Klippe von Les Annes. Dieselbe besteht aus triadischen Schiefertönen, Rauhbacken und roten Tönen, rhätischem Dolomit und Lias.

Die Aravis-Kette ist eine nach Süden übergelegte Antiklinale, in der noch oberer und mittlerer Jura zutage treten.

Die cretaceische Schichtenfolge des Gebietes ist:

Valangien: graue, schieferige Mergel.

Hauterivien: dunkelgraue und schwarze Mergel mit *Toxaster complanatus* und *Exogyra Couloni*.

Urgonien: hellgraue oder bräunliche Kalke mit *Requienia ammonia*, oben kieselige Sandsteine und Orbitolinenkalke.

Aptien (nur vereinzelt und schwach vertreten): grünlicher Sandstein.

Albien: schwarze, schieferige Mergel und schwarze, kieselige Sandsteine.

Obere Kreide: hellgraue, dünnbankige Kalke.

Auf die Wiedergabe der Einzelheiten der Tektonik an dieser Stelle muß leider verzichtet werden.

LUGEON hält die Klippe von Les Annes für eine durch die Erosion isolierte Partie der großen Überschiebungsdecke des Chablais.

3. enthält ein viertägiges Itinerar für den Besuch der beschriebenen Profile.

Otto Wilckens.

Ch. Sarasin: Compléments sur la tectonique du massif des Annes (Hte. Savoie). (Arch. des sci. phys. et nat. 4. Per. 16. (1903.) 669—701. 1 Taf.)

Verf. hat die Klippe von Les Annes, auf die er bereits in der im vorhergehenden referierten Arbeit eingegangen war, genauer untersucht.

In der Synklinale des Reposoirs (Hte. Savoie), zwischen den vorwiegend aus Kreidegesteinen in helvetischer Fazies aufgebauten Ketten der Vergys und der Aravis, liegt eine Insel triadischer und jurassischer Sedimente isoliert inmitten des tertiären Flysches. Das ist die Klippe von Les Annes. Tektonisch lassen sich an ihr zwei Stücke unterscheiden, von denen das eine, die Kette von Almet und Auferrand O.—W., das andere, welches die Pointe de Lachat und das Croix de Châtillon bildet, SW.—NO. streicht. An einer Faltenüberschiebung ist das erstere Stück auf das letztere hinaufgeschoben.

1. Die Châtillon-Lachat-Kette besteht aus schwarzen Sandsteinen und Tonen der unteren, Rauhwacken der mittleren und roten Tonen der oberen Trias, dolomitischen Kalken des Infralias, sowie Lias, nämlich Mergelkalken mit *Pentacrinus* und *Plicatula crucis* DUM., schwarzen Kalken mit Kieselknollen und grauen, kompakten Kalken mit Belemniten. Die Schichten fallen in normaler Folge flach gegen NW. ein, doch macht sich an der Pointe de Lachat eine antiklinale Aufwölbung mit SO.—NW.-Streichen geltend. Die Berührungsfläche des Flysches mit der Klippe ist leider überall durch verstürzte und abgerutschte Trümmer verdeckt.

2. Im Maroly-Tälchen läßt sich der Verband zwischen den beiden Klippenstücken beobachten. Es scheint sicher, daß die Almet- auf die Lachat-Kette geschoben ist.

3. Die Almet-Auferrand-Kette ist etwas anders gebaut, als Verf. sie in seiner ersten Arbeit dargestellt hat. Sie streicht im wesentlichen O.—W. und stellt eine liegende, nach N. offene Synklinale [C-Falte Ref.] dar, deren Kern von bräunlich-schwarzen Mergeln und Mergelkalken eingenommen wird, die dem obersten Lias angehören. (Im übrigen treten dieselben Schichten wie in der anderen Kette auf.) Es zeigt sich eine Reihe von Ausquetschungen, die gegen W. hin schließlich zum Verschwinden des liegenden Schenkels führen. In der Flyschunterlage dieser Kette stecken zahlreiche Schuppen von Kreidegesteinen, die teils in derselben Fazies wie in den benachbarten Ketten, teils aber auch, wie in den Voralpen, als „Couches rouges“ erscheinen. Verf. glaubt, daß hier ein Übergang der beiden Fazies ineinander vorliegt.

4. Die Lage der Klippe zu den benachbarten Ketten ist schon erwähnt. Die Flyschsynklinale des Reposoirs verbreitert sich dort, wo sie die Klippe trägt, beträchtlich. Die nördliche Antiklinale der Vergys zeigt eine Reihe von Brüchen und Änderungen im Streichen, die offenbar dem Druck der Klippe auf die Flanke der Kette zuzuschreiben ist. Diese Störungen fehlen im NO. und SW., und der Schluß liegt nahe, daß die Klippe nie viel größer gewesen ist als jetzt, oder wenigstens, daß die Wirkung, die sie auf die Vergys-Kette ausgeübt hat, nicht über die

heute von ihr eingenommenen Grenzen hinausgegangen ist. Diese Dislokationen der Vergys-Kette hält Verf. für gleichalterig mit der Erhebung der Kette.

5. Nach BERTRAND, SCHARDT und LUGEON ist die Klippe von Les Annes ein durch Erosion isoliertes Stück der großen, von S. gekommenen Überschiebungsdecke, der auch die „Préalpes“ angehören. Die Fazies der Trias und des Lias ist hier wie dort dieselbe. Erklärbar wäre die Klippe aber auch mit der Annahme, daß vor der Auffaltung der Kalkalpen eine N.—S. streichende Falte existierte, die während eines großen Teils der Jura- und Kreidezeit trocken lag. Ein SO.—NW. wirkender tangentialer Druck würde dieselbe zertrümmert haben. Verf. läßt die Frage, welche von den beiden Hypothesen vorzuziehen sei, offen. **Otto Wilckens.**

Th. Rittener: Etude géologique de la Côte aux Fées et des environs de Ste. Croix et Baulmes. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 13. Lief. 116 p. 1 Karte 1:25 000. 4 Taf. Profile. 8 Textfig.)

Die weitere Umgebung von Ste. Croix im waadtländischen Jura ist durch PICTET's Bearbeitung der CAMPICHE'schen paläontologischen Sammlungen klassisch geworden. Gleichwohl fehlte es bisher an einer zuverlässigen Darstellung der Stratigraphie und der Tektonik dieses Gebietes und das geologische Publikum wird dem Verf. für die Ausfüllung dieser Lücke dankbar sein. Die schöne Karte umfaßt die Blätter „Ste. Croix“ und „Côte aux Fées“ des Siegfriedatlas, ein Gebiet von mannigfaltiger Oberflächenbeschaffenheit, über das man von seinem höchsten Berge, dem Chaseron (1611 m), einen vortrefflichen Überblick gewinnt.

A. Stratigraphie:

Im Dogger unterscheidet Verf. folgende Stufen:

8. Dalle nacrée und calcaire ferrugineux — Ob. Callovien.
7. *Varians*-Schichten (Furcil-Schichten¹) — Unt. Callovien.
6. Calcaire roux-sableux mit *Parkinsonia* — Bathonien-Callovien.
5. Obere Oolithe („Grande Oolithe“) — Ob. Bathonien.
4. Mergelkalke mit Korallen und verkieselten Fossilien (= Couches de Brot¹) — Unt. Bathonien (Homomyen-Mergel).
3. Unterer Oolith („Calcaire à entroques“, „Oolithe subcompacte“).
2. Kalk mit *Pecten Dewalquei* — Unt. Vesullian.
1. Fucoidenmergel und kieselige Kalke mit *Lima proboscidea* — Ob. Bajocien (*Blagdeni*-Schichten).

[Die Zurechnung der *Varians*-Schichten zum Callovien widerspricht dem sonstigen Brauch. Ref.]

Der Malm beginnt mit dem sehr (auf weniger als 1 m) reduzierten Oxford (Divésien), das durch schwarzen Mergel und eisenoolithische Kalke

¹ Furcil und Brot sind Lokalitäten bei Noiraigue im Areuse-Tal. Siehe das Ref. über SCHARDT und DUBOIS, Gorges de l'Areuse. Dies. Jahrb. 1905. II. -87-.

mit glaukonitischen Flecken vertreten wird. Es ist reich an Cephalopoden. Darüber folgt:

Unt. Argovien (Spongiten, Birmensdorfer Schichten), Mergelkalke.

Ob. Argovien [Effinger Schichten. Ref.], hydraulische Kalke und Mergel.

Séquanien, unten mehr mergelig, oben grauweiße Kalke (meist oolithisch).

Kimméridien, kompakte, z. T. dolomitische Kalke, unten mit den fossilreichen „Marnes du Banné“.

Das Portlandien läßt sich oben und unten schwer begrenzen. Es baut sich aus kompakten, ziemlich dickbankigen, angewittert rötlichen Kalken auf.

Das Purbeck besteht aus Mergeln, auf die oolithische Kalke folgen.

Verf. stellt die mergeligen Stufen des Oxford und Argovien als „Jurassique moyen“ dem oberen kalkigen, dem „Jurassique supérieur“, gegenüber. [Gewonnen wird damit nichts. Ref.]

Von Kreideablagerungen sind bei Ste. Croix Neocom, Urgon, Gault und Cenoman vertreten. Das Neocom zerfällt in Valangien und Hauterivien.

Im Valangien liegt zuunterst, über den Purbeckkalken, der „marbre brâtard“ (= Berrias), darüber folgen die „marnes d'Arzier“, Echinodermenkalk und der „Limonit“, d. h. eine Masse unregelmäßiger, durch kalkiges Zement verkitteter Limonitkörner. Oben im Limonit liegt CAMPICHE's „Bryozoenmergel“.

Das Hauterivien beginnt mit mergeligen Tönen der Zone des *Ammonites Astieri*, die allmählich in die Mergelkalke mit *Ostrea Couloni* übergehen. Diese beiden Stufen bilden das untere Hauterivien. Das obere besteht vorwiegend aus Lumachellen und geht oben durch den „pierre jaune“ allmählich ins Urgon über, dessen untere Abteilung (Barrémien) aus oolithischen, koralligenen, kompakten Kalken besteht. In den höheren Niveaus stellt sich *Requienia ammonia* ein.

Das mergelig ausgebildete Rhodanien hat nur geringe Verbreitung, ebenso das Aptien und Albien. Letzteres ist unten tonig mit Pyritversteinerungen, oben sandig (Vraconnien RENEVIER).

Die obere Kreide ist nur durch wenig mächtige Mergelkalke des Rotomagien vertreten.

Verf. gibt zu allen Stufen Listen der wichtigen Fossilien. CAMPICHE's reiche Fundstätten sind längst erschöpft oder nicht mehr zugänglich. Z. T. läßt sich gar nicht mehr feststellen, an welchen Lokalitäten er gesammelt haben mag, und sicherlich stammt ein Teil der von PICTET beschriebenen Fossilien aus Gegenden, die außerhalb des Kartenblattes liegen.

Tertiäre Bildungen (rote Mergel, Süßwasserkalke und -sande des Aquitans und Meeresmolasse des Helvétien) liegen diskordant über jurassischen und cretaceischen Schichten. Die Meeresmolasse erreicht im Becken von Auberson 50 m Mächtigkeit.

Nach DU PASQUIER hat man für das alpine Glazial im Jura eine äußere Zone mit sporadischen Glazialablagerungen und eine innere mit

großen Endmoränen zu unterscheiden. Die Moräne von Bullet (1200 m) gibt für die Gegend von Ste. Croix die Grenze dieser beiden Zonen an. Diese Moräne ist nur in einzelnen Partien erhalten. Wo sie fehlt — in den Quertälern und auf den Pässen mittlerer Höhe — wird die Grenze zwischen den beiden Zonen unsicher. Das alpine Glazial erreicht am Chasseron 1350 m Höhe. Gerundete Quarzite sind die verbreitetsten Gesteine in der äußeren Zone, doch kommen Protogin und Gabbrogesteine auch hier, nicht nur in der inneren Zone vor.

Mit dem alpinen mischt sich vielfach das jurassische Glazial. Von diesen gemischten Glazialbildungen lassen sich Grundmoräne und fluvio-glaziale Ablagerungen unterscheiden.

Jurassische Glazialbildungen, die vor der Invasion des alpinen Eises gebildet wurden, haben sich nicht nachweisen lassen. Die fast ganz jurassischen Moränen von Auberson und südlich von Ste. Croix stammen aus der Zeit, wo sich die alpinen Gletscher schon zurückgezogen hatten.

„Firnglazial“ (Glaciaire de névé) [Firngerölle, wie Verf. vorschlägt, ist doch nicht ganz korrekt. Ref.] nennt RITTNER schichtungslose, oft sehr bedeutende Anhäufungen eckiger Kalkbrocken, die meist unverbunden sind. In den Zwischenräumen zwischen ihnen findet sich manchmal Kalktuff. Gehängeschutt liegt hier nicht vor, ebenso wenig ein Wasserabsatz. Verf. denkt sich diese Brocken durch die Wirkung des Frostes entstanden. Sie sind über Schneefelder heruntergerutscht und haben sich an ihrem Fuß angehäuft. [Man trifft diese Erscheinung auch sonst im Jura. Ref.]

B. Tektonik:

Es lassen sich folgende Ketten und Mulden unterscheiden:

1. Das regelmäßige Gewölbe des Mont des Verrières.
2. Die Synklinale der Côte aux Fees. Das sanfte Einfallen des nordwestlichen Schenkels, das steile des südöstlichen tritt auf der Karte durch die verschiedenen Dimensionen des Ausgehenden prachtvoll heraus.
3. Die Vraconne-Longeague-Antiklinale, die sich bei Buttes einebnet.

Im Südwesten werden 2. und 3. durch eine Verwerfung abgeschnitten, die sich im Süden durch weitere Brüche kompliziert.

4. Die Synklinale Auberson-Noirvaux-Grand Suvagnier ist südwestlich der erwähnten Verwerfung ein weites, von cretaceischen Ablagerungen erfülltes Becken, nordöstlich von Mignet aber tritt die Kreide nur noch auf der einen Seite der Mulde auf, Valangien und Hauterivien, die von Molasse diskordant abgeschnitten werden, so daß sich im Nordwestschenkel der Mulde das Aquitan, das im Südostschenkel auf Haute-rivien ruht, auf Portland legt.

5. Die Mont des Cerfs-Chasseron-Kette. Sie ist bei Ste. Croix nach SO. übergelegt. Nördlich vom Mont Cochet verbreitert sich das Gewölbe und bildet zwei sekundäre Sequansynklinale zwischen drei sekundären Argovienantiklinalen. Am Chasseron bildet der Südostschenkel eine sekundäre Mulde, auch im Nordwestschenkel tritt eine solche auf, aber weiter nördlich.

6. Die Jougneaz-Colas-Synklinale gabelt sich vor Culliairy (südlich von Ste. Croix) in zwei. Die südöstliche derselben läuft gegen Bullet. Ihr Kern wird erst von Kreide-, später von Portland-Schichten gebildet, die nordwestliche ebnet sich bald aus.

7. Die Aiguilles de Baulmes-Suchet-Kette ist bei Vuitteboeuf ein regelmäÙiges Gewölbe, legt sich dann aber bei Baulmes nach Südosten über. Der in ihren Kern aufgeschlossene Dogger zeigt sekundäre Dislokationen. Im SW. ist die Kreidesynklinale von Jougneaz-Gascan auf die Kette heraufgeschoben.

8. Diese ineinanderfließenden Synklinalen Gascan-Jougneaz enthalten noch Kreide und Tertiär.

9. Die Synklinale La Mathoulaz-Vuitteboeuf und die Aufwölbung von Grandes Roches, in deren Kern das Kimmeridge erscheint.

[Beim Gebrauch der RITTENER'schen Karte ist darauf zu achten, daß die Zeichen für Fallen und Streichen sehr oft nur dort eingetragen sind, wo lokale Abweichungen von den Hauptrichtungen vorliegen.]

Otto Wilckens.

H. Schardt: Un pli-faille à la Vue des Alpes. (Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtelois et les régions limitrophes XVI. — Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat. 30. 431—435.)

Eine Verwerfung mit geschleppten Rändern bringt an der Straße Vue des Alpes—La Chaux de Fonds die Oolithe des oberen Bathonien in Kontakt mit den hydraulischen Mergeln des Argovien. Die Störung läuft im SO.-Schenkel der Mont d'Amin-Antiklinale. Otto Wilckens.

Geologische Beschreibung einzelner Länderteile, ausschliesslich der Alpen.

R. Lepsius: Geologie von Deutschland. II. Teil. Das östliche und nördliche Deutschland. Lieferung 1. Leipzig 1903. 246 p. 58 Fig.

Nach einer mehr als 10jährigen Pause ist dem ersten Teile des groß-angelegten Werkes die erste Lieferung des zweiten Teiles gefolgt. Sie umfaßt das Erzgebirge, Fichtelgebirge, die Münchberger Gneisplatte, das sächsische Granulitgebirge, das Elbsandsteingebirge, die Lausitzer Granitplatte und das ostthüringische Schiefergebirge. Diese Gebirge bilden den südöstlichen Teil eines „hercynischen Systems“, das den beiden rheinischen auf der einen Seite, dem sudetischen auf der anderen Seite gegenübergestellt wird.

Nach einer kurzen orographischen Übersicht des gesamten hercynischen Gebirgssystems beginnt Verf. die geologische Beschreibung mit dem

Erzgebirge. In Übereinstimmung mit der sächsischen Landesuntersuchung und ihren Vorgängern werden in der kristallinen Unterlage des Erzgebirges der Hauptsache nach unterschieden

1. Gneise,
2. Glimmerschiefer,
3. Phyllite,
4. Intrusive Granite.

Die petrographischen Eigentümlichkeiten der einzelnen Abteilungen werden eingehend besprochen, ebenso werden ziemlich zahlreiche chemische Analysen mitgeteilt. An die Schilderung der Intrusivgesteine und ihrer Kontakthöfe schließt sich die Darstellung der älteren und jüngeren Effusivgesteine. In einem besonderen Kapitel werden sehr eingehend die Erzlagerstätten beschrieben. Der für das Erzgebirge charakteristische Kuppelbau der Gneissmassive wird an der Hand von Profilen erläutert, die interessanten Verhältnisse am Ostrande des Erzgebirges jedoch vorläufig nur kurz gestreift. Etwas ausführlicher werden die Phyllitgebiete des westlichen Erzgebirges mit ihren Granitlakkolithen beschrieben.

Während Verf. bei der Mitteilung des Tatsachenmaterials sich naturgemäß aufs engste den Resultaten der sächsischen Landesuntersuchung angeschlossen hat, wandelt er in einem theoretischen Kapitel, das die Genesis des Erzgebirges behandelt, durchaus in eigenen Bahnen. Als echte Granite sieht er die „roten“ Gneise an. Die „grauen“ Freiburger Gneise bestehen nach seiner Auffassung „zum Teil aus Glimmerschiefern, die ursprünglich gewöhnliche sedimentäre, paläozoische Schiefer waren, und zum anderen Teile aus Granitmagma, welches intrusiv und lakkolithisch in das aufgeblätterte Schiefergebirge von unten her eingedrungen war“. Die älteren Granitlakkolithen, welche die Freiburger, Annaberger etc. „Gneiskuppeln“ aufbauten, liegen konkordant im Schiefergebirge; ihre Intrusion erfolgte vor der carbonischen Faltung. Die jüngeren Granite wurden hingegen nach der Faltung in die Schiefer intrudiert und liegen diskordant in ihnen. Die älteren Intrusionen erfolgten in größerer Tiefe, die jüngeren nahe der Oberfläche. Diese Verschiedenheit der Lagerung und Intrusionstiefe soll es erklären, daß das Magma in dem einen Falle, in dem es die aufgeblätterten Teile der Schieferhülle in sich aufnahm, als Gneis, in dem anderen als echter Granit erstarrte. Ebenso soll sich dadurch die Kontaktwirkung in der Schieferhülle sehr verschieden geäußert haben. In dem Falle der konkordanten Intrusion bildete sich ein innerer Kontakthof von Glimmerschiefern, ein äußerer von Phylliten; bei der diskordanten Intrusion entstanden hingegen Hornfelse, Knotenschiefer etc. Nach dieser Auffassung würde es archaische Schichten im Erzgebirge überhaupt nicht mehr geben; es würde sich nur noch um mehr oder minder verändertes Paläozoikum und um intrusive Granite handeln.

Sowohl in seinen Gesteinen und Erzgängen wie im Gebirgsbau steht das Fichtelgebirge dem westlichen Erzgebirge sehr nahe; in beiden spielen carbonische Granite mit schönen Kontaktzonen eine überaus wichtige Rolle. Nordwestlich sind dem Fichtelgebirge wie dem Erzgebirge zwei analoge

Bildungen vorgelagert, die Münchberger Gneisplatte und das sächsische Granulitgebirge.

Die Münchberger Gneisplatte bildet eine Ellipse von 30 und 15 km Achsenlänge; sie setzt sich aus glimmer- und granatreichen Gneisen, Hornblendegneisen, Granuliten, Eklogiten etc. zusammen. Längs des SW.-, SO.- und NO.-Randes der Gneismasse fallen die paläozoischen Schichten unter den Gneis ein. Auch der Münchberger Gneis ist nach Ansicht des Verf. ein Lakkolith, der jedoch bereits vor der Faltung konkordant in seine Schieferhülle intrudiert wurde; die Überschiebungen an seinem Außenrande sind unabhängig von der Intrusion und entstanden im Zusammenhang mit der Auffaltung des variscischen Gebirges.

Durchaus analog ist der Münchberger Gneisplatte das sächsische Granulitgebirge, dessen intrusive Entstehung ja neuerdings auch von CREDNER verteidigt wird.

Von den Gesteinen der postvariscischen Decke werden in der vorliegenden Lieferung nur die Kreidebildungen des Elbsandsteingebirges besprochen; von dem Obercarbon und Rotliegenden am Rande des Erzgebirges erfahren wir vorläufig noch nichts. Hingegen ist der Hohesteiner Überschiebung ein sehr eingehendes Kapitel gewidmet.

Die Lausitzer Granitplatte und die Syenite des Plauen'schen Grundes und von Meißen werden als ein einheitlicher Lakkolith von riesigen Dimensionen aufgefaßt. Im allgemeinen ist nur die Oberseite des Lakkolithen aufgeschlossen, man beobachtet also die paläozoischen Schichten, in die er eindrang, in flacher Lagerung auf dem Granit. Nur im Plauen'schen Grunde ist durch den Bergbau ein Profil entblößt, das Silurschiefer unter den Syenit einfallend zeigt; man hätte es hier nach Ansicht des Verf. mit der Unterfläche des Lakkolithen zu tun. Besondere Berücksichtigung erhalten die Quetschzonen des Lausitzer Granites. Bei der Beschreibung des Kontakthofes werden speziell die interessanten Verhältnisse im Elbtalgebirge (Berggießhübel etc.) eingehend beleuchtet.

Der letzte Abschnitt umfaßt das ostthüringische Schiefergebirge. Einer recht eingehenden stratigraphischen Darstellung des älteren Paläozoikums einschließlich des Culm folgt ein Abschnitt, der die Tektonik im wesentlichen nach LIEBE, ZIMMERMANN und LORETZ wiedergibt. Den Schluß bildet ein Kapitel über die Metamorphose der Gesteine im ostthüringischen Schiefergebirge; Verf. geht dabei von der Ansicht aus, daß „Kontakt“- und „Regional“-Metamorphose ihre Entstehung der gleichen Ursache verdanken.

Auch wenn nicht alle deutschen Geologen die Ansichten des Verf. über die Entstehung der kristallinen Schiefer oder über Metamorphose etc. teilen werden, so werden sie ihm doch Dank wissen für die Mitteilung eines großen und wertvollen Tatsachenmaterials, das in einer Unzahl von kleinen Mitteilungen, Erläuterungen der Spezialkarte usw. verstreut ist. Es wäre äußerst erwünscht, wenn dieser ersten Lieferung des zweiten Teiles bald eine zweite folgen würde.

E. Philippi.

Erich Meyer: Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Inaug.-Diss. Berlin 1903.

Nach einigen Bemerkungen zur Topographie des vorliegenden Gebietes wendet sich Verf. zur Stratigraphie desselben. Die Schichtenfolge erstreckt sich vom Röt bis zum Turon, wobei allerdings einzelne Glieder nicht vollständig vertreten sind. Für den Röt sind, wie auch anderwärts in Norddeutschland, dünne kieselige Platten innerhalb sandiger Tone charakteristisch. Ungefähr in der Mitte der Mächtigkeit des unteren Muschelkalks liegen Bänke von schaumiger Beschaffenheit, welche die Oolithbänke vertreten. Die schaumkalkführenden Schichten sind 1—2 m mächtig, der Schaumkalk selbst tritt in z. T. dünnen Lagen auf. Im mittleren Muschelkalk fallen an einer Stelle hellkarminrote Mergel auf. Zwischen Trochitenkalk und Ceratitenschichten schieben sich 2,5 m tonplattenähnliche Gesteine ein und erschweren dadurch die Trennung der beiden genannten Abteilungen des oberen Muschelkalkes. Der Keuper ist nur durch einzelne Teile seiner mittleren Abteilung vertreten.

Im Lias wurden nachgewiesen: Arietenschichten, *Capricornu-* und *Brevispina-*, sowie Amaltheen-Schiefertone, -mergel und -toneisensteine und schließlich Posidonienschiefer. Im Braunen Jura sind die Stufen δ und ϵ (*Belemnites giganteus* und *Parkinsonia Parkinsoni*, sowie Cornbrash) deutlich entwickelt. Es folgen dann Heersumer Schichten mit *Cardioceras cordatum* Sow. var. und *Rhynchonella varians*, sowie oberer Kimmeridge mit *Nerinea* sp. und *Exogyra virgula*. Gipsführender Münder Mergel, sowie Serpulit (letztenannter mit *Paludina*, *Litorinella*, *Valvata*, *Cyrena* und *Cypris*) leiten zusammen mit Purbeckkalken zum Wealden über.

Diesem gehören graue bis braune Sandsteine, sowie die bekannten, mit *Melania strombiformis* übersäten dunklen Kalkplatten zu. Der Abbau der z. T. unreinen Kohle hat sich in der dortigen Gegend als nicht lohnend erwiesen. Innerhalb des Neocoms wurden folgende Horizonte aus Fossilien des Teutoburgerwald-Sandsteins nachgewiesen:

Unt. Hauterivien — *Hoplites* cf. *longinodus* N. et U.

Unt. Barrémien — 1. Zone des *Crioceras fissicostatum* ROE. und *Ancyloceras crassum* v. KOEN.

2. Zone des *Crioceras elegans* v. KOEN.

Unt. Aptien — *Hoplites* aff. *Deshayesi* LEYM.

Das Albien ist durch Gaultsandsteine, Minimuston und namentlich durch Flammenmergel mit der charakteristischen *Aucella gryphaeoides* vertreten.

Das Cenoman setzt sich zusammen aus *Varians*-Plänern und versteinungsarmen Kalken mit *Acanthoceras Rotomagense*. Das Turon schließlich zeigt die bekannte Schichtenfolge: *Labiatus*-, *Brongniarti*-, *Scaphites*- und *Cuvieri*-Pläner.

Dem nordischen Diluvial-Material ist überall viel einheimisches beige- gemengt. Der Hauptrücken des Osning wird von Kreidesandstein mit sehr

steilem Einfallen gebildet. Auf diesen legen sich die jüngeren Schichten nach SW. im allgemeinen gleichmäßig auf, während die Schichten im NO. mehr oder minder stark gestört sind. Querbrüche treten verschiedentlich auf. Die Entstehung des nordwestlich gerichteten Teiles des Teutoburger Waldes ist, wie schon STILLE behauptet hat, analog derjenigen, wie sie für den nord-südlich verlaufenden Höhenzug gültig ist.

Karl Walther.

Oskar Grupe: Die geologischen Verhältnisse des Elfas, des Homburgwaldes, des Voglers und ihres südlichen Vorlandes. Götting. Inaug.-Diss. Göttingen 1901. Mit einer Profiltafel.

Nach einigen orographischen Bemerkungen wendet sich Verf. zur Tektonik des in Rede stehenden Gebietes. Der Gebirgszug, der von den eben genannten Örtlichkeiten gebildet wird, stellt im wesentlichen einen südost-nordwestlich streichenden Sattel dar, der in drei Abschnitte zerfällt und durch eine Spalte aufgerissen erscheint. Die Entstehung des Sattels ist analog den gleichgerichteten übrigen Gebirgszügen Nordwestdeutschlands in die Miocänzeit zu verlegen, da marines Oberoligocän in der Sattelspalte des Elfas sich eingeklemmt findet. Daneben treten aber noch nord-südlich verlaufende Senkungen auf, die, wie v. KOENEN schon für das Leine-Tal gezeigt hat, in charakteristischer Weise den hercynischen Störungen häufig zunächst folgen, um dann diese zu durchschneiden. Die Entstehung der erstgenannten ist aller Wahrscheinlichkeit nach in die jüngste Miocänzeit zu verlegen. Neben diesen eigentlich tektonischen Vorgängen wird der Bau des Gebirgszuges noch wesentlich beeinflusst durch Störungen, die durch unterirdische Auslaugung von Gips- und Salzlagern entstehen, die dem Zechstein angehören.

Der Gips des oberen Zechsteins bildet das älteste Formationsglied. Darüber folgen Zechsteindolomit und obere Zechsteinletten. Der untere Buntsandstein (zirka 350 m mächtig) besteht im wesentlichen aus einer Wechselfolge von Kalksandsteinen und Schiefertönen. Am Westabhang des Vogler wurde durch eine Bohrung Rogenstein angetroffen, der sonst fehlt. Die Grenze des mittleren Buntsandsteins (zirka 400 m mächtig) verrät sich durch das Auftreten von gröberen Sandsteinen, sowie das Zurücktreten der Kalksandsteine. *Gervillia Murchisoni* GEIN. scheint im untersten Teil des mittleren Buntsandsteins aufzutreten. Der Röt ist mindestens 150 m mächtig. Die Grenzen des Muschelkalks gegen den Röt sind nicht aufgeschlossen. Untere und obere Oolithbank (α und β) sind, wie anderwärts so auch hier, u. a. durch eigelbe Kalke voneinander getrennt. Untere und obere Werksteinbank nebst Zwischenmittel [= $\gamma_1 + \gamma_2$? Ref.] sind sehr stark entwickelt (6,80 m), während der Schaumkalkhorizont nicht aufgeschlossen ist. Der Sandstein des Kohlenkeupers ist reich an Equisetiten. Jura- und Kreideablagerungen sind nicht vorhanden. Das Unteroligocän besteht aus grauen, glaukonitischen, lockeren Sanden mit Fossilien. Das Mitteloligocän wird durch

Rupelton mit *Leda Deshayesiana* u. a. gebildet, während das Oberoligocän aus braunen, glaukonitischen Sanden besteht, die bekannte marine Fossilien dieses Horizontes bergen. Das Miocän wird durch feine weiße Quarzsande gebildet.

Karl Walther.

Arnold Bode: Die Höhenzüge zwischen Lutter am Barenberge und Lichtenberg in Braunschweig. Götting. Inaug.-Diss. Göttingen 1901.

Nach einer kurzen orographischen Beschreibung wendet sich Verf. den stratigraphischen Verhältnissen zu.

Im unteren Buntsandstein tritt als härteste Partie der Rogenstein auf, der mehrfach wechsellagernd z. T. mit glimmer-, z. T. mit kalkreichen Sandsteinbänken erscheint. Im unteren Muschelkalk befindet sich die Zone der Oolithbänke α und β 40—45 m über der Rötgrenze. [Diese Zahl ist etwas niedriger als die entsprechende in der Jenaer Gegend, aber nicht so gering wie in Franken. Ref.] Die obere Oolithbank ist 25 cm mächtig und schwach schaumig. Sie ist von der Bank α (wie in Thüringen) durch gelbliche Zwischenschichten getrennt. Die Zone der Schaumkalkbänke ($\delta = \gamma$) ist sehr mächtig ausgebildet; sie beträgt gegen 13 m. Der Schaumkalk wechsellagert in zahlreichen Bänken und Bänkchen mit Wellenkalk. Der Trochitenkalk ist zirka 10 m mächtig [11,25 m bei Jena nach R. WAGNER. Ref.]. Die obersten Schichten des Muschelkalkes (mit *Ceratites semipartitus* v. B.) sind nirgends nachzuweisen und fehlen vermutlich infolge von Verwerfungen. Im mittleren Keuper treten Schilfsandstein und Steinmergel hervor.

Lias α ist als Pylonoten- und Angulatensandstein, sowie Arietenschichten entwickelt. Darauf folgt *Turneri*-Ton (β) und versteinungsreiche *Brevispina*-Eisenoolithe (γ). Die Mächtigkeit des mittleren Lias beträgt nahezu 225 m!

Auf den oberen Lias folgt unterer Gault in der sandigen Fazies mit *Acanthoceras Milleti* D'ORB. Auch das untere Glied des oberen Gaults, der sogen. Minimuston, tritt in der sandigen Entwicklungsform auf. Der darüber liegende Flammenmergel zerfällt nach GRIEPENKERL in drei Zonen, in die Zone des *Hoplites auritus*, dann die des *H. inflatus* und schließlich die der *Schloenbachia varians*.

Das Cenoman gliedert sich in *Varians*- und *Rotomagensis*-Schichten. Das Turon beginnt mit dem bekannten fleischroten *Labiat*-Pläner und ist vollständig entwickelt.

Der Durchbruch der Innerste durch den Höhenzug Lutter a. Bbg.-Ölber am weißen Wege-Lichtenberg ist durch eine Bruchlinie vor- gebildet, wie denn das ganze Gebiet von zahlreichen Störungen durchsetzt ist. Die Folge davon ist eine intensive Zerklüftung des Bodens, die sich in Erdsenkungen (Erdfällen) äußert. Daß diese Spalten mit denen bei Langelsheim am Harz zusammenhängen, hatte v. KOENEN schon früher gezeigt.

Karl Walther.

E. Tietze: Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 51. 1902. 414 p. Mit 2 Textfig.)

Das Terrain, welches hier besprochen wird, erfüllt die beiden Kartenblätter Brüßau—Gewitsch (Z. 7, Kol. XV) und Landskron—Mährisch-Trübau (Z. 6, Kol. XV) der geologischen Spezialkarte. Der besseren Übersicht wegen ist die Darstellung dieses Gebiets in mehrere Abschnitte zerlegt und von jedem Punkte findet man die Detailbeobachtungen verzeichnet, so daß die vorliegende Arbeit für einen Geologen, der später einmal diese Gegend besucht, von ganz besonderem Werte sein wird, da er fast Schritt für Schritt Angaben findet und so leicht die Punkte erkennen kann, wo mit neuen Untersuchungen eingesetzt werden muß. Hier können aber aus der Fülle der Details nur wenige Tatsachen hervorgehoben werden.

Bekannt ist jener relativ schmale Streif von Rotliegendem, der im östlichen Böhmen und in Mähren sich bogenförmig von Senftenberg bis Mährisch-Kromau erstreckt. Schon FÖTTERL und später besonders E. SUSS haben die Auffälligkeit dieses Streifens betont, der im wesentlichen sich als eine Depression darstellt und den TIETZE kurz als die Boskowitz-Furche bezeichnet. Ein Stück desselben durchquert nun die in Rede stehenden Kartenblätter auf eine Länge von 60 km so ziemlich von Nord nach Süd. Westlich derselben schließen sich die Kreidebildungen des Schönhengstgebirges und die archaischen Ablagerungen von Lettowitz an, während im Osten unter anderem Amphibolite, Wackengneise, Glimmerschiefer und Phyllite kartiert wurden. In dem östlichen Verbreitungsbezirke der kristallinen Gesteine kann man zweierlei Gebiete unterscheiden: in der Gegend zwischen Moletain, Hochstein, Schildberg und Weipersdorf sieht man fast ostwestliches Streichen, während in dem nordöstlichen Winkel des Kartenblattes Landskron—Mährisch-Trübau die Züge von SO. nach NW. verlaufen, wie dies für einen großen Teil des sudetischen Gesenkes charakteristisch ist. Die Grenze aber zwischen beiden Gebieten bildet ein (vordevonischer) Bruch, der bereits von BUKOWSKI im angrenzenden Kartenblatte Mährisch-Schönberg festgestellt wurde.

Die Gesteine des Devon erscheinen teils in der Umrandung des Granit-Syenits der Gegend von Knihnitz, teils im Bereich der kristallinen Schiefer in dem südöstlichen Teile des beschriebenen Gebiets. Beide aber, kristallinische Schiefer und Devon waren wenigstens teilweise bereits aufgerichtet, als der Culm zum Absatz gelangte. Das produktive Carbon fehlt, wie auch das Rotliegende diskordant bald auf Culm, bald auf kristallinen Gesteinen lagert und einmal (bei Netz) auch eine Devonkalk-Klippe umschließt. Das nächst jüngere Schichtglied, das sich vorfindet, ist erst wieder das Cenoman. Es ist zwar als möglich anzunehmen, daß auch das Jura-Meer hier eingedrungen ist, worauf die Denudationsreste in der Gegend von Brünn hinweisen, allein dessen Sedimente wurden, vermutlich während der Neocom-Zeit, wieder vollständig abgetragen. Das Cenoman erscheint hier überall als Küstenbildung mit häufig wechselnder

Fazies; es fand bereits ein ausgeprägtes Relief vor und an die vertieften Stellen desselben ist heute vielfach der Austrittsort der Quellen gebunden. Dadurch knüpfte die heutige Talbildung manchen Orts an die vorcretaceische an. Die Transgression des Pläner reicht über jene des Cenoman hinaus. Im allgemeinen finden sich die Kreideschichten hier ziemlich horizontal gelagert und nur von Längsbrüchen durchsetzt, doch konnten stellenweise auch Flexuren und leichte Faltungen nachgewiesen werden. Getrennt von der Hauptmasse der Kreide findet sich auch bei Schildberg eine kleine Ablagerung. Um diese zu erklären, muß man eine Bucht annehmen, die über Glatz mit dem böhmisch-mährischen Kreidemeer-Becken zusammenhing. Auffallend sind die in dem Verbreitungsgebiete der Kreide beobachteten Karstphänomene, wie Dolinen und Höhlensysteme, Wasserarmut der Plateaus, Verschwinden von Flüssen und Bächen, und andererseits Auftreten besonders starker Quellen, obschon die betreffenden Erscheinungen dem Grade nach schwächer sind als im eigentlichen Karst.

Das Miocän wird zumeist als mediterraner Tegel angetroffen von oft bedeutender Mächtigkeit (192 m bei Mährisch-Trübau). Das meiste davon hat jedoch bereits die Denudation wieder abgetragen, so daß der Tegel nur mehr in Vertiefungen erhalten ist. Dagegen hat die Miocänhülle bewirkt, daß viele Kreiderücken seit der Miocänzeit nur wenig verändert wurden, wie dies z. B. an dem geringen Rückschreiten des Kreidesteilrandes von Schönhengst nachgewiesen werden kann. Die Tegel wurden bis zu Höhen von 400 und 430 m angetroffen, während sie im benachbarten Gebiete zu Laschanek bei Blansko 470 und bei Wigstadt 480 m erreichen. Demnach sieht man auch lokal ein Übergreifen des Miocäns über die niedrigeren Teile der Wasserscheide zwischen March und Elbe, in deren letzteren Stromgebiet bei Wildenschwert an der Adler die letzten Ausläufer jener Bildung gefunden wurden. Auffallenderweise reicht aber das Miocän nicht weiter nach Böhmen hinein und Tietze sucht diese merkwürdige Begrenzung des Miocänmeeres durch folgende Annahmen zu erklären. Zur Miocänzeit war in jener Region die Abtragung der Kreide noch nicht so weit vorgeschritten und die Gegend von Wildenschwert dürfte durch die vorhandene breite Talfurche gegen Böhmisches-Trübau entwässert worden sein. Dagegen ist das Talstück der Adler von Wildenschwert bis Brandeis als postmiocän und zwischen Wildenschwert und Brandeis selbst das miocäne Meeresufer anzunehmen.

Die einseitige Lagerung des Löß an den Talgehängen wurde von Tietze schon mehrfach hervorgehoben. Die Anhäufung diluvialen Schotters auf teilweise bedeutenderen Höhen kann durch seit Absatz des Schotters stattgehabte intensive Erosionswirkung erklärt werden. Auf in junger Zeit veränderte Abgrenzung der Flußgebiete aber deutet die Auffindung von Schottermassen auf der Höhe der europäischen Wasserscheide nördlich von Landskron und bei Gayer unweit Abtsdorf.

Von Eruptivbildungen wurde im besprochenen Gebiete nicht viel gefunden. Die Hornblendegneise werden trotz lokal granitischer Ausbildung nicht als eruptiv angesehen und von den zahlreichen aufgefundenen Serpentin-

stöcken ist die Zurückführung auf Eruptivgesteine in manchen Fällen auch nicht sicher. Die wichtigsten Fragen aber knüpfen sich an den Brünner Syenitgranit. TIETZE faßt die Ergebnisse seiner bezüglichen Untersuchung in folgende Sätze kurz zusammen: „1. Der betreffende Syenitgranit ist keineswegs jünger als das Perm, sondern älter als das Unterdevon. Er bildet zwischen Knihnitz und Mülkau den inneren Kern einer Wölbung devonischer und untercarbonischer Schichten. 2. Er steht außerhalb der Boskowitz Furche, begleitet dieselbe nur längs eines Teiles ihrer Erstreckung und hat mit der Entstehung dieser Furche nichts zu tun.“

Schließlich wird der Besprechung der Boskowitz Furche ein eigenes umfangreiches Kapitel gewidmet. Es stellt diese Furche eine Grabenversenkung vor, erfüllt mit Sedimenten des Rotliegenden. Aber nicht hierauf allein ist das Vorkommen von Rotliegendem beschränkt, sondern auch außerhalb der Bruchzone wurde es da und dort angetroffen. Dennoch wird die erste Anlage der Boskowitz Furche noch vor die Zeit des Rotliegenden verlegt. Als Beweis sehen wir die beiden Berge Spaleny und Hussak angeführt, welche westlich der kleinen Hanna als Horste aus dem Rotliegenden hervorragen, und deren begrenzende Brüche älter sind als das umgebende Sediment. Ebenso wird jenes Bruchsystem an einer Knickung der Boskowitz Senke in der Gegend von Netz und Brohsen für älter angesehen als das Rotliegende. Ob nun nach der Ablagerung des Perm sich die Senkungsvorgänge kontinuierlich fortsetzten, oder ob zeitweilig hierbei eine längere Pause eintrat, das läßt TIETZE dahingestellt, sicher ist ihm nur, daß nach Abschluß der Kreide und vor Beginn des Miocäns, also im Eocän, die Hauptperiode der Einbrüche anzusetzen ist, worauf die Flexur in der Kreide unter der Hornwand, das ist am Seitenrande der Grabenversenkung, die tiefe Einlagerung des Miocäns in der kleinen Hanna, abgesenkte Kreideschollen inmitten des Grabens selbst usw. hindeuten. Ja, selbst in der Gegenwart dürften diese Senkungen noch nicht abgeschlossen sein und TIETZE gibt der Vermutung Raum, „daß das eigentümliche Detonationsphänomen des am Ostrande der Furche stehenden Reichenauer Berges abhängig ist von der Aufhebung von Gesteinsspannungen, welche schwachen tektonischen Vorgängen entspricht“. Die Boskowitz Furche ist keine hydrographische Einheit, aber auch im tektonischen Sinne zeigt sie keinen ganz einheitlichen Verlauf. Zwischen Kröna und Gewitsch wird sie durch den „Molleiner Horst“ unterbrochen. Es ist dies eine „Brücke“ aus verschiedenen älteren Gesteinen, die in sehr spitzem Winkel den Rotliegendestreifen schrägt, und dadurch zwei gleichsam vikarierende Furchen voneinander trennt. Die kleine Hanna und die Senke von Gewitsch bilden den südlichen Abschnitt, der nördlich der Ausläufer des Molleiner Horstes in der Senke von Triebendorf—Landskron eine Fortsetzung findet, die zwar nicht von Rotliegendesedimenten erfüllt ist, aber zur Boskowitz Furche parallel verläuft. Auch westlich zieht eine solche gleichsinnig verlaufende Depression von Wildenschwert bis Zittau, die ebenso wie die östliche tektonisch vorgebildet und eocänen Alters ist.

Daraus ergibt sich für den nördlichen Teil der Boskowitz Furche eine postkretaceische Verbreiterung des Bruchgebietes durch parallele Senkungen.

L. Waagen.

F. Katzer: Geologischer Führer durch Bosnien und die Hercegovina. Herausgeg. anläßl. d. IX. internat. Geologenkongresses von der Landesregierung in Sarajevo. 280 p. Mit 8 Karten u. zahlr. Abb. Sarajevo 1903.

Als ältestes, wahrscheinlich archaisches Schichtglied werden gewisse Granite und Granitgneise angesehen, welche am Nordabfall der Motajica planina die Save-Niederung begrenzen, aber nur geringe Verbreitung besitzen.

Paläozoische Schichten bilden das Grundgebirge des ganzen Landes. Carbon und Perm sind teils durch Fossilführung, teils durch die Lagerung gut zu erkennen. Nach unten jedoch hängt dieser Komplex mit hochmetamorphen, meist vollständig kristallinen Schiefern, die häufig von Quarziten durchsetzt erscheinen, innig zusammen, so daß diese auch noch dem Paläozoicum, und zwar dem Carbon, zugezählt werden. Der tiefste Teil allerdings könnte bereits etwas älter, vielleicht devonisch sein. Zwei große Verbreitungsbezirke der paläozoischen Schichten sind in Bosnien zu unterscheiden. Die eine Zone quert ganz Bosnien von der nordwestlichen Ecke bei Vrnograč bis zur südöstlichen Landesgrenze bei Čajnica, die zweite zieht der Ostgrenze des Landes entlang zwischen Višegrad und Zvornik und findet ihre Hauptentfaltung jenseits der Drina in Serbien. Zwei größere paläozoische Inseln finden sich endlich noch in der Nähe des erwähnten Granitstockes der Motajica planina. Äußerst reich ist das Paläozoikum an nutzbaren Lagerstätten, so daß für den Hauptteil derselben von Mojsisovics die Bezeichnung „Bosnisches Erzgebirge“ eingeführt wurde. Es finden sich da großartige Eisenerzlagerstätten, die z. T. schon in uralter Zeit abgebaut wurden. Weite Verbreitung besitzen die Fahl-erze, die mancherorts auch quecksilberreich sind. Bei Bakovići, Travnik, Prozor und Ključ wird goldhaltiger Schwefelkies abgebaut. Ebenso gewinnt man Kupferkies, Antimon, silberhaltige Zinkblende, Bleiglanz und Arsenerze. Dazu kommen dann noch verschiedene Marmore, Gips, Anhydrit usw.

Aus Sedimenten der Triasformation werden im wesentlichen jene Berggipfel in Mittelbosnien aufgebaut, die durch Hochgebirgscharakter sich auszeichnen. Das tiefste Glied der Trias, die Werfener Schichten, sind in innigem Zusammenhang mit den Perm-Sandsteinen und von diesen kaum zu trennen. In ihnen wurden nicht selten kleinere Ablagerungen von Gips, wie auch von Salzen angetroffen, während in deren höheren Horizonten Kupfererze (Ustiprača), Zinnober (Čevljanović) und Manganerze (Konjica, Jablanica) auftreten. Über den Werfener Schichten folgen mächtige Kalkablagerungen der Trias, die jedoch nur selten eine Gliederung zulassen und nur bei Sarajevo und Čevljanović durch das Vorkommen zahlreicher fossilführender Schichten ein näheres Studium begünstigten. So können nun-

mehr bei Čevljanović von oben nach unten folgende Schichtglieder unterschieden werden:

Norische Stufe (Kalke von Dragoradi).

Karnische Stufe (Kalke von Gajine).

Ladinische Stufe: { Esinokalk,
Wengener Schichten mit Eruptivtuffen und Sandsteinen.

Alpiner Muschelkalk { Cephalopodenkalk,
Brachiopodenkalk.

Buntsandstein: Werfener Schichten (Schiefer, Sandsteine, Kalke).

Besonders hervorzuheben ist noch die Entwicklung von Olovo. Dort werden nach den Untersuchungen BITTNER's anscheinend karnische Kalke, aus welchen die Thermen von Olovo hervorbrechen, von Tuffiten, Tuffsandsteinen und Jaspisen unterlagert, die mit diabasischen und melaphyrischen Eruptivgesteinen sowie Serpentin im Verbande stehen. Den bosnischen Triaskalken gehören einige der wichtigsten Erzlagerstätten an, wie „die gewaltigen Eisenerzlager von Vareš, die reichen Manganerz-vorkommen von Čevljanović und die bedeutenden Bleierzgänge von Olovo (Prgoševo)“, während in der Hercegovina den Raibler Schichten Süßwasser-ablagerungen mit Kohlenflözchen eingeschaltet erscheinen.

Die Jura-Ablagerungen Bosniens und der Hercegovina sind im ganzen noch recht wenig bekannt, denn das Bestehen jener Jurazüge, welche auf der alten Übersichtskarte längs der kroatisch-dalmatinischen, sowie der montenegrinischen Grenze eingezeichnet erscheinen, beruht zumeist auf Annahme. Immerhin ist fossilführender Lias in der Vran und Čorstnica planina, bei Vareš und bei Gacko angetroffen worden und Tithon von der Prenj planina, aus dem Krivaja- und Krivača-Gebiete, sowie aus der Majevica bekannt, während der Dogger, wie in den Alpen, nur schwach entwickelt zu sein scheint. Die Serpentine, Gabbros, Diabase und Tuffite des Krivaja-Gebietes werden ebenfalls dem Jura zugerechnet.

Die Abgrenzung der Kreide vom Eocän ist noch nicht vollständig durchgeführt. Immerhin aber kennt man einen breiten Zug in der Gegend von Vlasenica und Kladanj, der die Fortsetzung des Kreidegebirges von Užice in Serbien bildet und aus Strand- und Seichtwasserbildungen zusammengesetzt erscheint und als „älterer Flysch“ bezeichnet wird, dem man des öfteren Tuffit und Jaspisschichten eingeschaltet sieht. In der Hercegovina liegt die Kreide z. T. transgredierend auf der Trias und ist überwiegend rein kalkig entwickelt, womit die außerordentliche Verkarstung zusammenhängt.

Auf die Kreide folgen sofort die Ablagerungen des mittleren Eocäns, und zwar kann man eine sukzessive von West nach Ost fortschreitende Transgression konstatieren, wobei in der Hercegovina zumeist Kalke, in Bosnien dagegen Sandsteine und Mergel (Flysch) abgelagert wurden. In Nordostbosnien gewahrt man einen Übergang vom Eocän zum Oligocän, welches in mariner Ausbildung bisher aus dem größten Teile Bosniens und besonders aus der Hercegovina nicht bekannt wurde. In der Flyschfazies

wurde das Vorkommen von Kohlenflözen festgestellt und ebenso waren Bohrungen auf Petroleum schon teilweise von Erfolg begleitet.

Abgesehen von dem marinen Oligocän in der Nordost-Ecke Bosniens scheint während der Oligocänzeit das ganze Land von Süßwasserseen bedeckt gewesen zu sein, es wurde also Festland, wenn es auch nur wenig als Tiefebene über den Meeresspiegel emporragte. Von da ab blieb Bosnien im wesentlichen trocken gelegt. Die Ausdehnung der oligocänen und miocänen Binnenablagerungen ist aber nur schwer festzustellen, denn in das untere Miocän fällt der Beginn der dinarischen Faltung, die bis ins Quartär angedauert hat. Nunmehr treffen wir die oligocän-miocänen Schichten als Muldenkerne, doch wäre es falsch, dies so zu deuten, als ob dies Ausfüllungen von voroligocänen Tälern wären, denn es ist zweifellos, „daß die Oberflächengestaltung des bosnisch-hercegovinischen Festlandes nicht nur in der oligocänen, sondern selbst noch in der jüngsten Tertiärzeit ganz und gar verschieden war. Manche Teile der heutigen Plateauflächen von mehr als 1000 m Seehöhe waren damals der Untergrund von ausgedehnten Süßwasserbecken, und vieles, was heute Berg ist, war damals Talboden.“ — Besondere Wichtigkeit aber erhalten diese oligocän-miocänen Binnenlandablagerungen durch ihre reiche Braunkohlenführung. Die bis 10 m mächtigen Flöze werden hauptsächlich in Zenica und Kakanj-Doboj abgebaut.

Zur Zeit des unteren Miocän wird, wie schon erwähnt, das Land in Falten gelegt und zugleich tritt eine Senkung gegen NO. ein, so daß nun von dort das Miocänmeer hereintritt und z. T. die oligocänen Süßwasserschichten bedeckt. Das Vorrücken des Meeres geschieht zur Zeit der ersten Mediterranstufe zunächst oszillierend, und erzeugt so die Salzlager von Tuzla. Auch die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe deuten auf Flachsee; man sieht da Leitha-Kalke, Sandsteine und Konglomerate mit Tuffit- und Serpentinmengenteilen. Mancherorts liegen auf den Leitha-Sandsteinen sandig-mergelige Pflanzenschiefer und bilden so den Übergang zu den sarmatischen Schichten. Dem miocänen Schliergebirge gehören die bekannten Salzlager von Dönja- und Gornja-Tuzla an, die durch Solbrunnen ausgebeutet werden.

Bei Dönja-Tuzla ist die miocäne Schichtfolge eine sehr vollständige und man sieht dort mit allmählichem Übergang in den Hangendschichten des Sarmat die Fossilien der pontischen Stufe sich einstellen, und diese enthält ebenso wie das Oligocän reiche Kohlenlager, deren bedeutendstes die Lignite von Kreka bei Dönja-Tuzla vorstellen, wo das Hauptflöz allein 18 m Mächtigkeit besitzt.

Am Schlusse des Pliocän und am Beginne der Quartärzeit stellt sich eine sehr intensive Krustenbewegung ein, welche die pontischen Schichten stellenweise bis zu 90° aufstaucht, für die heutige orographische Beschaffenheit Bosniens von größtem Einflusse ist und die dinarische Streichrichtung nun so ausgeprägt erscheinen läßt. Der nächst wichtige Umbildner der Oberfläche war die diluviale Erosion, die auf den höchsten Erhebungen mit Gletschern einsetzte, die Schneegrenze bis etwa 1700 m

herabrückte, und die mancherorts so mächtigen geschichteten, mitunter goldführenden, Konglomeratterassen (Nagelfluh) zum Absatze brachte. Das Auftreten zweier durch eine Interglazialzeit voneinander getrennten Vereisungen ist wahrscheinlich. Charakteristisch für das Alluvium sind weit verbreitete Kalksinterbildungen, wie sie besonders von Jajce und Ilidže bekannt sind.

Die Tektonik läßt sich mit wenigen Worten kennzeichnen: Das ganze Gebiet steht unter dem Einflusse des dinarischen (NW.—SO.) Streichens, wogegen die ältere taurische oder albanesische (SW.—NO.) Streichungsrichtung fast vollständig verschwindet. Die Spannung aber, welche als Interferenz dieser beiden Faltungsrichtungen auftritt, findet in einem nord-südlichen Kluftsystem ihren Ausgleich.

Der zweite Teil vorliegenden Werkes behandelt die geologischen Verhältnisse der einzelnen Gegenden Bosniens und der Hercegovina, welche von der Exkursion des IX. Internationalen Geologenkongresses besucht wurden. Dieser Exkursionsführer beginnt somit „an der nordöstlichen Landesgrenze in Brčka und führt über die Save-Ebene und das Majevice-Gebirge in das salz- und kohlenreiche Gebiet von Dônja-Tuzla, dann entlang des Spreča-Flusses in das Bosna-Tal bei Doboj, von hier bosnaaufwärts über Zenica nach Sarajevo, von wo aus eine Zweigexkursion in den Eisenerzdistrikt von Vareš unternommen wird; ferner von Sarajevo über Lašva und Travnik nach Jajce und Jezero und von dort im Vrbas-Tale über Dônji-Vakuf nach Bugojno; weiters über Prozor durch das Rama-Tal nach Jablanica und von dort durch das Narenta-Defilee nach Mostar, der Hauptstadt der Hercegovina; sodann über Gabela in das Popovo polje und diesem entlang zur südöstlichen Landesgrenze bei Uskoplje in der Nähe von Gravosa“.

Zum Schlusse ist ein sehr ausführliches Orts-, Namens- und Sachregister beigelegt.

L. Waagen.

J. Block: Über einige Reisen in Griechenland mit Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse sowie der Baumaterialien, insbesondere der Marmorarten Griechenlands im Vergleiche mit denjenigen Deutschlands und einiger anderer Länder. (Sitz.-Ber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Bonn. 1902. 10—82.)

Es ist ungemein viel Interessantes in vorliegender Publikation enthalten, wenn auch ein Großteil bloß kompilatorisch zusammengestellt sein mag.

Zunächst finden wir geologische Skizzen der Umgebung von Olympia, Mykenä und Athen, immer mit Berücksichtigung des meist verwendeten Baumaterials. Ein nächstes Kapitel ist der Besprechung des attischen, peloponnesischen und parischen Marmors gewidmet, und bietet vielfach Gelegenheit, auch auf ähnliche Vorkommnisse im übrigen Europa hinzuweisen. Im Anschlusse daran werden die Marmorarten sämtlicher griechischer Inseln, aber auch deren sonstige verwertbare Mineralprodukte zusammen-

gestellt. In besonderen Kapiteln sehen wir weiter den Marmor von Carrara, edelsteinführende Marmore sowie die deutschen Marmorarten behandelt, von welch letzteren wieder einzelne eingehender besprochen werden, wie: nassauischer Marmor; schlesischer Marmor; hessischer Marmor bei Auerbach an der Bergstraße und Gailbach im Spessart; westfälischer und rheinischer, sowie belgischer und Pyrenäen-Marmor. Die nächsten Kapitel behandeln: norwegischer Marmor und Topfstein; Radiolitenkalk und Nerineen-Marmor aus Palästina, Nummulitenkalk von den Pyramiden. Als Schluß sind noch ausführliche Angaben „über wissenschaftliche Wertbestimmung der Baumaterialien und ihre Verwertung zu Bauten und hervorragenden deutschen Kunstwerken“ hinzugefügt. Vom Referenten aber sei noch besonders hervorgehoben, daß der Autor seine so vielseitigen interessanten Mitteilungen mit äußerst zahlreichen Literaturnachweisen versehen hat, was die Brauchbarkeit der vorliegenden Abhandlung sehr erhöht.

L. Waagen.

J. C. Molyneux: The sedimentary deposits of Southern Rhodesia. (Quart. Journ. Geol. Soc. 59. 1903. 266—285.)

Süd-Rhodesia liegt zwischen den Flüssen Zambesi und Limpopo, grenzt also im Süden an Transvaal. Es bedeckt einen Flächenraum von 192 000 engl. Quadratmeilen; den weitaus größten Teil, etwa 140 000 Quadratmeilen, setzen Granite und kristalline Schiefer zusammen, während der Rest sich aus Sandsteinen und vulkanischen Gesteinen aufbaut.

Die kristallinen Schiefer Süd-Rhodesias enthalten zahlreiche Goldvorkommen und sind aus diesem Grunde bereits mehrfach beschrieben worden; mit den Sedimentgesteinen hat man sich jedoch bisher noch nicht beschäftigt.

Die kristallinen Schiefer sind meist steil aufgerichtet, die jüngeren sandigen Sedimente liegen aber fast immer sehr flach. Beide Bildungen trennt also stets eine sehr deutliche Diskordanz.

Verf. unterscheidet die folgenden Horizonte. in der Reihenfolge von oben nach unten.

	Mächtigkeit in Fuß	
7. Thaba 'Sinduna Series	200.	Feinkörnige Sandsteine und basische Laven.
6. Forest-Sandstone	1000.	Feinkörnige Sandsteine und sandige Tone mit Basaltdecken. Zuweilen mit basalem Konglomerat.
5. Escarpment Grits	400.	Grobe, rote Sandsteine mit halbgewundenen Geröllen des „Great Escarpment“, das von den Mafungabusi-Bergen bis in die Gegend von Wankiers streicht.
4. Upper Matobola Beds	300.	Tone, Schiefer, Eisensteine, Kalksteine und unreine Kohle der Matobola-Ebenen.

3. Bussé Series (nur lokal?) 200. Spaltbare Sandsteine, grobe Sandsteine und Konglomerate mit wohlgerundeten Geröllen.
2. Lower Matobola Beds 200. Schiefer und bauwürdige Kohle, an der Basis feinkörnige Sandsteine mit Wellenfurchen.
1. Sijarira Series 2000. Quarzite, verhärtete Schiefer und kreuzgeschichtete Sandsteine.

Eine Diskordanz wurde zwischen den einzelnen Gliedern dieses mächtigen Sandsteinsystems bisher noch nicht beobachtet. Den Vergleich der südrhodesischen Sedimente mit den wohlbekannten Typen des Kaplandes vermeidet der Verf.

Eine Kartenskizze erläutert die Verbreitung der vom Verf. ausgeschiedenen Gesteinsgruppen im östlichen Süd-Rhodesia, d. h. im Metabele-Lande. Es geht aus ihr hervor, daß die ältesten Gesteine, die Sijarira-Schichten, am weitesten gegen NW. hin liegen und den Lauf des Zambesi auf eine längere Strecke begleiten, während die jüngsten Formationsglieder, Forest- und Thaba 'Sinduna-Sandsteine am weitesten nach Südosten vorgeschoben sind und hier direkt dem kristallinen Grundgebirge auflagern.

(PASSARGE hält es für wahrscheinlich, daß das „Great Escarpment“, der Steilrand, welcher das Plateau des Forest-Sandstone gegen die Matobola-Ebenen mit ihren bauwürdigen Kohlenflözen abgrenzt, einen Bruchrand darstellt. In diesem Falle mußte der Sijarira-Sandstein mit dem Escarpment Grit und einem Teile des Forest-Sandstone ident sein. Es wird wohl noch eine Zeit lang dauern, bis man über die Aufeinanderfolge dieser mächtigen und meist fossilileren Sandsteinmassen völlige Klarheit erhält.)

Im Anhang beschreibt A. S. WOODWARD als *Airolepis Molyneuxi* eine neue Art, welche aus den Matobola-Schichten des Sengwe-Kohlenfeldes stammt. Von derselben Lokalität liegen auch Bivalvenplatten vor, auf denen WHEELTON HIND *Palaeomutela Keyserlingi* bestimmen konnte. Von Pflanzen fand sich nach NEWELL ARBER's Angabe eine *Sigillaria* vom *Rhytidolepis*-Typus; *Glossopteris* ist in den Matobola-Ebenen bisher noch nicht gefunden worden, kommt aber bei Sisi Siding an der Bahnstrecke Buluwayo—Mafeking vor. Das Tuli-Kohlenfeld unweit des Limpopo hat bisher nur einen Kalamitenrest geliefert.

E. Philippi.

Guillermo Bodenbender: Contribucion al conocimiento de la precordillera de San Juan, de Mendoza y de las sierras centrales de la Republica Argentina. (Boletin Acad. nac. de ciencias en Cordoba. 17. 1902. 203—261. Mit 2 Taf.)

Diese Arbeit BODENBENDER's enthält eine Fortsetzung und Erweiterung der Untersuchungen, welche zur Auffindung der Gondwana-Schichten auf einem beschränkteren Gebiete in den mittelargentinischen Gebirgen geführt haben. Im Bereiche der Vorkordilleren (BODENBENDER zieht

diese Bezeichnung der STELZNER'schen Antikordillieren vor) von S. Juan, Mendoza und der nördlichen Fortsetzung bis zur Famatina-Kette konnte Verf. nachstehende Schichtfolge feststellen:

1. Untersilur. Kalkstein und Dolomit.
2. Devon, fossilführend. Tonschiefer, Grauwackenschiefer und Kalke. Es gliedert sich wie bei Jachal in eine untere Abteilung mit *Meristella*, *Leptocoelia acuteplcata*, *Liorhynchus Bodenbenderi*, *Tropidoleptus fascifer* und eine obere fossilarme mit *Vitulina pustulosa*, die aber wohl sicher der oberen Abteilung von Jachal entspricht.
3. Grauwacken und Grauwackenschiefer, z. T. kalkig. Ohne Fossilien. Schließt sich einerseits durch die Gesteinsbeschaffenheit ans Devon an, ist aber auch vom jüngeren
4. Perm-Carbon nicht scharf geschieden. Dieses besitzt in den genannten Vorkordillieren eine weite Verbreitung und erhebliche Mächtigkeit (2000 m). Es besteht aus quarzitischen, glimmerreichen oder arkoseartigen Sandsteinen von vorherrschend graugelber Farbe. In den tieferen Teilen finden sich Tonschiefer, Kalkstein, zuweilen verkieselt, Konglomerate und Grauwacken. Dies ist das Lager der zuweilen mehrfach sich wiederholenden Kohlen- und Pflanzenschichten, in denen einerseits die durch *Archaeocalamites*, *Lepidodendron* etc. charakterisierte ältere (kulmische), anderseits die jüngere (permische) Flora mit *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Neuropteridium* usw. sich finden. Nach oben gehen diese Ablagerungen ohne scharfe Grenze in
5. rote Sandsteine über von wahrscheinlich triadischem Alter, ohne Fossilien. Die als
6. terciario-diluvial (früher terciaria-pampeano) von BODENBENDER benannten Ablagerungen bestehen aus Konglomeraten, Sanden und Tonen, mit Einschaltung von Andesiten und deren Tuffen. Sie sind wohl im wesentlichen pliocänen Alters, doch besitzen wir außer den Andesiten keinen Anhalt für eine Altersbestimmung. Sie liegen den älteren Formationen bis zum Devon hinab auf und füllen die großen Depressionen zwischen den Ketten.

Die Zweiteilung in innere und äußere Vor-(Anti-)Kordillierenketten, welche STELZNER nach der verschiedenen geologischen Zusammensetzung durchführen zu können glaubte, ist nach BODENBENDER nicht vorhanden. Denn in den westlichen Ketten, wo silurische Grauwacke herrschen soll, ist der Silurkalk in beträchtlicher Mächtigkeit vorhanden, und die Grauwacken gehören sehr wahrscheinlich dem Devon an. Auch orographisch kann die Grenze mancherorts nicht scharf genannt werden.

Die Vorkordillieren besitzen ausgesprochenen Faltenbau, den die beigegebenen Profile erläutern. Wenn auch vielleicht schon zur Carbonzeit Faltung eingesetzt hat, so fällt der Hauptfaltungsvorgang doch in ganz junge (diluviale) Zeit. Denn das Terciario-diluvial erscheint fast ebenso stark aufgerichtet wie die paläozoischen Sedimente. Das heutige Relief wird aber ganz besonders durch die Längsbrüche mitbestimmt, an welchen im Anschluß an die Faltung einzelne Zonen niedergebrochen sind.

In der nördlichen Fortsetzung der Vorkordilleren von San Juan und Mendoza zeigt die Famatina wesentlich den gleichen Bau und die gleiche Zusammensetzung. Nur erscheinen hier unter dem Silur auch die kristallinen Schiefer, und so bahnt sich das Verhalten an, welches die pampinen Sierren auszeichnet. Die früher von STELZNER als Rhät gedeuteten Kohlenvorkommnisse gehören ebenfalls dem Perm-Carbon an. *Otopteris argentinica* GEIN. ist mit der untercarbonischen *Rhacopteris inaequilatera* GOEP. ident. Dagegen tritt echtes Rhät mit der bezeichnenden Flora bekanntlich in den Vorkordilleren von Mendoza mehrfach auf (Cacheuta u. a. O.). Die kohle- und pflanzenführenden Schichten liegen über Tuffen von Quarzporphyren und roten Sandsteinen, wodurch das triadische Alter der oben unter 5. aufgeführten Sandsteine wahrscheinlich wird. Das Hangende wird ebenfalls von roten Sandsteinen gebildet.

Pampine Sierren. In diesen tritt das altkristalline Gebirge in großer Ausdehnung zutage, Silur und Devon fehlen, und das Perm-Carbon transgrediert über der kristallinen Unterlage. Es ist wesentlich ebenso entwickelt wie in den Vorkordilleren, die hangenden Partien werden von einem roten Sandstein gebildet, dem triadisches Alter zugeschrieben werden muß. Denn über diesem liegen die rhätischen Schichten, welche an verschiedenen Orten (z. B. Mareyes) mit Kohle und reicher Pflanzenführung auftreten. Das Hangende und Liegende wird hier, wie in den Vorkordilleren, von roten Sandsteinen gebildet.

Im Anhang werden noch die zwei bis jetzt bekannten Pflanzenvorkommnisse des Lias der Hauptkordillere, Mina Tránsito (Flußgebiet des Rio Atuel) und La Piedra Pintada (Neuquén) besprochen. Diese werden von marinen Liasschichten bedeckt oder sind solchen eingelagert [und zeigen in ihrer Flora Anklänge an die stratigraphisch gleichgestellten Pflanzenschichten von La Ternera, Chile. Ref.]. **Steinmann.**

Arthur J. Collier: A reconnaissance of the northwestern portion of Seward Peninsula, Alaska. (U. S. Geol. Surv. Profess. Pap. No. 2. 70 p. 11 Taf. 3 Karten, 1902.)

Die Seward-Halbinsel von Alaska bildet die östliche Küste der Bering-Straße. Mit Rücksicht auf die dort vorhandenen Goldfelder sandte die U. S. Geological Survey im Jahre 1901 eine Expedition aus, die eine topographisch-geologische Untersuchung des nordwestlichen Teiles der Halbinsel vornehmen sollte. Der Süden ist schon 1900 erforscht (dies. Jahrb. 1902. II. -246-). Das topographische Relief des Landes ist charakterisiert durch das Vorhandensein von Tieflandebenen, die ein zentrales Hochland umgeben.

Die Folge der sedimentären Bildungen ist:

Pleistocän	Sande und Schotter,
Obersilur	Kugruk group,
Untersilur	Port Clarence-Kalk,
älter als Silur	{ Kuzitrin series,
	{ Kigluaik series.

Die Kigluaik series besteht aus weißem kristallinen Kalk mit Glimmerschieferinlagerungen, die Kuzitrin series aus stark geschiefertem Graphit-Quarzit.

Wahrscheinlich diskordant liegt darüber der „Port Clarence limestone“, ein blauer, wenig veränderter Kalkstein von 2000' Mächtigkeit, der *Porambonites*, *Columnaria*, *Iliaenus*, *Maclurina manitobensis* WHITEAVES, *Halysites catenularia* L., *Syringopora* geliefert hat. Die Vergesellschaftung von *Halysites* und *Syringopora* scheint auf den ersten Blick für obersilurisches Alter zu sprechen, aber nach der ganzen Fauna liegt (teste CH. SCHUCHERT) mittleres Untersilur vor.

Die „Kugruk group“ besteht aus Kalksteinen und Tonschiefern und zeigt mehr Veränderungen als der Port Clarence-Kalk, was wohl darin seinen Grund hat, daß auf der Seward-Halbinsel die metamorphischen Erscheinungen gegen Osten zunehmen und die Kugruk group ihre Verbreitung in den östlichen Gebieten des Landes hat. Einige schlecht erhaltene Fossilien scheinen für obersilurisches oder devonisches Alter zu sprechen.

Pleistocäne Bildungen — Grande, Sande und Tone — treten teils an den Ebenen der Küsten — besonders der arktischen —, teils in im Innern gelegenen Becken auf. Weitere finden sich an den Flüssen, sowie auf den Plateaus. Die pleistocänen Ablagerungen haben Reste vom Mammut, Pferd, Bison, Renntier und Moschusochs geliefert.

Anzeichen einer allgemeinen Vergletscherung des Gebietes wurden nicht angetroffen. Es scheinen nur kleine Gletscher in den Tälern der höheren Bergmassen vorhanden gewesen zu sein.

Eruptivgesteine:

1. Grünsteine schalten sich in die Kuzitrin- und Kugruk series ein. Sie sind umgewandelte Diabase oder Gabbros.

2. Granitische Gesteine kommen an mehreren Lokalitäten, aber nicht in beträchtlichen Massen vor.

3. Ebenso Basalte, von denen eine Decke östlich von Noxapaga über pleistocänen Schottern liegt.

Ein in W.—O.-Richtung gelegtes Profil zeigt, daß alle Gebirgsglieder eine Faltung erlitten haben. Die Krustenbewegungen haben zu verschiedenen Zeiten eingesetzt.

Vom Mesozoikum ab hat sich das heutige Relief des Landes herausgebildet. Man kann vier durch Epochen der Hebung getrennte Erosionsperioden unterscheiden, als deren Zeugen Plateaus und Ebenen in verschiedener Höhenlage erscheinen.

Ausführlich wird die Verbreitung des Goldes in dem untersuchten Gebiet behandelt. Das edle Metall kommt in den geschieferten Kuzitrin- und Kugruk-Gesteinen in Gestalt kleiner Adern und Schnüre und dementsprechend in den von diesen stammenden pleistocänen Ablagerungen vor. Der Port Clarence-Kalk ist frei davon; in seinem Verbreitungsbezirk ist das Goldsuchen von vornherein vergeblich. Auch Cassiterit wird gefunden.

Otto Wilckens.

M. Piroutet: Note préliminaire sur la géologie d'une partie de la Nouvelle-Calédonie. (Bull. Soc. Géol. France. (4.) 3. 155—177. 1 Kartenskizze.)

Einer gründlichen Erforschung der Geologie Neu-Caledoniens stellen sich manche Schwierigkeiten, namentlich die überaus üppige Vegetation entgegen. Verf. hat im Auftrage des Kolonialministeriums im Jahre 1901 einen Teil der Insel studiert, nämlich die Sedimentzone westlich des großen Serpentinmassivs im südlichen Teil der Insel und das ganze Gebiet nord-westlich desselben bis zu einer Linie von Cap Goulvain im Westen nach Moneo im Osten.

Die ältesten auf der Insel vorkommenden Sedimente (Gneis und Glimmerschiefer wurden nicht beobachtet) sind seidenglänzende Phyllite, Sericit- oder Talkschiefer, weiche, splitterige Tonschiefer und harte, graue Schiefer mit linsenförmigen Einlagerungen von kristallinem Kalk. In allen Serien finden sich Einschaltungen von weichen, roten und gelben Schieferen, sowie von harten Tonen von bräunlicher Farbe.

Die darüberfolgenden Schichten haben auf den beiden Seiten der nord-westlich durch die Insel streichenden Kette etwas verschiedenen Charakter. Auf der Südwestseite sind es bläulichgraue Schiefer und harte, schieferige Tone, auf der Nordostseite solche Tone mit Quarzitbänken. Vielleicht kann man diese jüngeren Schichten als Cambrium, eventuell noch Silur auffassen, die ältesten Sedimente der Insel dürften zum Präcambrium gehören.

Diabase oder Diorite treten in all diesen alten Ablagerungen auf. Im Norden schiebt sich zwischen diese und den Serpentin eine schmale Synklinale cretaceischer Gesteine. Wie die Verbindung mit der südlichen Sedimentzone ist, läßt sich schlecht erkennen.

Diese läuft längs der Südwestküste hin und bildet ein Hügelland, das sich nicht über 600 m erhebt. Die stratigraphische Basis wird von einem kalkigen Horizont eingenommen, in den sich mancherorts Kieselschieferlagen einschalten. In den Kalken zeigen sich Foraminiferen, von denen *Nummulites pristina* BRADY, eine Form des Kohlenkalkes, bestimmt werden konnte.

Darüber folgen die Schichten der *Pseudomonotis Richmondiana* ZITT., die einen sehr wechselnden petrographischen Charakter zeigen. Bald sind es harte, z. T. schieferige Tone, bald kalkig-sandige Gesteine oder tonig-sandige Mergel. Auch rote Hornsteine mit gelben und roten Tonen kommen vor. Bei Gillès findet sich in den mittleren *Pseudomonotis*-Schichten ein gleichalteriger Grünstein.

Es folgen nun vielfach wechselnde Sedimente, schieferige Tone, kompakte, mergelige Kalke, sehr harte, feinkörnige, eckig brechende Tone, flyschartige, tonige Sandsteine, knotige, schieferartige Gesteine, Breccien mit eruptivem Material, Arkosen, Grünsteine und fossilführende Tuffe derselben usw. In dieser Schichtenfolge haben sich von unten nach oben folgende Horizonte mit Versteinerungen unterscheiden lassen:

1. Zone mit einer kleinen *Pleuromya*.
2. Zone mit einer kleinen *Halobia* und einem Ammoniten mit *Trachyceras*-artiger Skulptur.

3. Zone mit einer kleinen, *Pleuromya*-artigen Muschel.
4. Schichten mit kleinen Brachiopoden, *Spiriferina*, *Zeilleria* cf. *marsupialis* SCHL., *Rhynchonella variabilis* SCHL., *Mactromya* cf. *liasina* D'ORB.
5. Horizont mit *Spiriferina* cf. *Walcotti* Sow.
6. Horizont mit einer großen *Spiriferina* ex aff. *rostratae* SCHL., *Zeilleria* cf. *sinemuriensis* OPP., *Megerlea* cf. *Suessi* DESL., einem Ammoniten aus der Gruppe des *Lytoceras cornucopiae* und einem anderen *Lytoceras*, das an gewisse Toarcien-Formen erinnert.
7. Schichten mit Mytiliden.

Die Schichten mit *Pseudomonotis*, sowie die Horizonte 1 und 2 gehören der oberen Trias, 3 wahrscheinlich mit 4 und 5 zum unteren Lias, 6 zum mittleren und oberen Lias, 7 vielleicht schon zum Bajocien.

Über diesen Schichten liegen, wahrscheinlich durch eine Erosionsdiskordanz getrennt, harte, z. T. schieferige, manchmal sandige Tone, in denen sich *Aucella* cf. *leguminosa* STOL., *Nucula*, *Cardium*, *Littorina* und *Nautilus* gefunden haben. Verf. hält sie für obersten Jura oder unterste Kreide. Schon in dieser Stufe kommen kohlige Schichten vor, die Hauptkohlenflöze, die $2\frac{1}{2}$ —3 m Mächtigkeit erreichen, liegen aber in den tieferen Niveaus der Kreide, wie ZEILLER durch Bestimmung der Pflanzenreste nachgewiesen hat. An marinen Fossilien hat Verf. *Holcostephanus*, *Baculites*, *Desmoceras*, *Acanthoceras*, *Cardium*, *Crassatella*, *Venus* usw. gesammelt. Sie zeigen, daß auf Neu-Caledonien Gault und unteres Cenoman vertreten sind. Die Kreide kommt an der Südwest- und Nordostseite der Insel vor, die Kohle im Südwesten.

Moderne Meeresabsätze auf gehobenen Strandterrassen finden sich vielfach an der Küste. Es ist bemerkenswert, daß sie an der Nordostküste rein marin, an der Südwestküste lagunären Charakters sind, d. h. vorwiegend aus gipsführenden Tönen bestehen. Laterit findet sich auf Neu-Caledonien nicht. Wo die Verwitterungsprodukte eine rote Farbe haben, stammen sie von roten Gesteinen her.

Die Eruptivgesteine sind noch nicht genau untersucht. Das verbreitetste unter ihnen ist der Serpentin, der ein Drittel der Insel aufbaut. Sein Empordringen ist nicht nur jüngeren Datums als die Entstehung der kohleführenden Kreidesedimente, sondern es muß sogar nach der letzten Faltung, die die Insel betroffen hat, eingetreten sein. Teils bildet der Serpentin größere Massive, teils tritt er in kleinen Partien zutage.

Die Falten, in die die neucaledonischen Schichtgesteine gelegt sind, streichen in der Hauptsache NW.—SO. Eine zentrale Kette alter Schiefergesteine wird längs der Nordostküste von einem Serpentinzuge begleitet, von dem sie z. T. durch eine Kreidesynklinale getrennt ist. Die Kette der Südwestküste beginnt mit leichten Falten. Die Faltung akzentuiert sich, die Sättel werden nach Südwesten übergelegt. Doch ist in den verschiedenen Gebieten der Gebirgsbau etwas verschieden. Dann folgt ein synklinales Gebiet, und hierauf die zentrale Kette, die von regelmäßigen, aber z. T. ziemlich spitzen Falten der ältesten Gesteine gebildet wird. Verwerfungen sind nur in unbedeutendem Maße vorhanden.

Die Einzelheiten des tektonischen Abschnittes der Abhandlung, sowie desjenigen über die Verbreitung der einzelnen Formationen, sind ohne die Kartenskizze nicht wiederzugeben. Es ist schade, daß Verf. den tektonischen Bau nicht durch einige, wenn auch vielleicht nur schematische Skizzen veranschaulicht hat.

[Besonders interessant ist PIROUTET's Arbeit auch im Hinblick auf die Geologie von Neuseeland, wo nach einem mir vorliegenden Material eine ähnliche Schichtenfolge vorhanden zu sein scheint, und wo am ersten die gleichen Fossilien zu erwarten sind. Auch die neuseeländischen Kohlenlager dürften z. T. derselben Periode wie diejenigen Neu-Caledoniens angehören (vergl. das vorhergehende Ref.). Endlich ist für beide Inseln die starke Entwicklung von Eruptivgesteinen der gabbroiden und peridotitischen Magmen zu verzeichnen. Ref.]

Otto Wilkens.

J. Park: On the jurassic Age of the Maitai Series. (Trans. New Zeal. Inst. 36. 431—446. 2 Taf.)

Die Maitai-Schichten (benannt nach dem gleichnamigen Flusse) werden in der Provinz Nelson (Südinsel von Neuseeland) von grünlich-grauen Sandsteinen, blauen, grünen, roten und grauen Tonschiefern und Kalken mit untergeordneten Einlagerungen von roten und grünen, schieferigen Breccien gebildet. Die Täler der Flüsse Maitai, Brook Street und Roding durchschneiden den Schichtenkomplex rechtwinklig zum Streichen, und diese drei Profile zeigen, daß die Schichten eine Synklinale bilden. Im westlichen Schenkel derselben, besonders in der Nähe der Stadt Nelson, treten basische Eruptiva, namentlich Peridotite und Serpentine, auf.

HOCHSTETTER stellte die Maitai-Schichten 1859 in die untere Trias, ebenso HECTOR (1870) und DAVIS. HUTTON rechnet sie dagegen 1873 zum Jura, während er nur die Wairoa-Schichten als triadisch betrachtet. HECTOR behauptet im selben Jahre, daß die Wairoa-Schichten (= Richmond-Sandstein HOCHSTETTER, Trias) diskordant auf der Maitai-Gruppe liegt, und weist der letzteren ein jungpaläozoisches Alter zu. 1877 rechnet HECTOR sie zum Permocarbon, 1878 zum Carbon. MCKAY betrachtet 1878 die Maitai- als jünger als die Wairoa-Schichten und nimmt an, daß am Mt. Heslington und an der Wairoa-Gorge verkehrte Lagerung herrscht.

Verf. untersuchte 1902 und 1903 verschiedene für die Beurteilung der Frage nach dem Alter der Maitai-Schichten wichtige Profile.

In der Wairoa-Gorge zeigen Maitai- und Wairoa-Schichten dasselbe Fallen und Streichen. Letztere liegen unter den Kalken, die die Basis der Maitai-Schichten bilden.

Am Well's Creek (Eighty-eight Valley) zeigte es sich, daß hier die nach MCKAY permischen „Kaihiku beds“ im Hangenden der Wairoa series, nicht in ihrem Liegenden vorkommen.

Weitere Beobachtungen am Sellen's run und Roding river ergaben gleichfalls, daß

1. die Wairoa-Schichten konkordant unter der Maitai-Formation liegen und

2. daß die angeblich permischen Schichten im Eighty-eight Valley wahrscheinlich das Äquivalent des Maitai-Kalksteins sind.

An der Wairoa-Gorge und am Roding river bilden die Wairoa- und Maitai-Schichten eine Synklinale, deren Schenkel unter 65—75° nach OSO. und WNW. einfallen. Die Trias („Wairoa“) besteht aus tonigen und sandigen Gesteinen, sowie Konglomeraten, in denen Granit- und Dioritgerölle vorkommen, deren Anstehendes am Mount Arthur zu suchen ist, während Gerölle der basischen Eruptiva, die den Maitai-Schichten so reichlich eingeschaltet sind, gänzlich fehlen. Man müßte solche erwarten, wenn die Maitai-Formation vortriadisch wäre. Die Maitai-Schichten bestehen unten aus Sandsteinen und Grauwacken, oben aus tonigen Gesteinen. Beide Formationen zusammen erlangen 7000—8000' Mächtigkeit.

Am Well's Creek fallen alle Schichten unter 50—80° gegen SSO., die Wairoa- unter die Maitai-Schichten. (Mc KAY's Behauptung einer inversen Lagerung ist gänzlich unbewiesen.) Erstere enthalten eine reiche Fauna, namentlich Brachiopoden. Solche kommen auch in dem die Trias der Wairoa-Gegend nach oben abschließenden Kalkstein vor, der *Inoceramus* enthält. HECTOR soll darunter *Spirifer bisulcatus* und *Productus brachythaerus* bestimmt haben. Verf. hält den mit ersterem Namen belegten Brachiopoden für eine *Clavigera* (Subgenus von *Athyris*). Im Eighty-eight Valley nimmt dieselbe stratigraphische Stellung wie dieser Kalkstein (über dem oberen Granitkonglomerat) ein kalkiger Sandstein ein, der dem Verf. *Spiriferina*, *Rastelligera*, *Athyris*, *Epithyris*, *Rhynchonella*, *Pleurotomaria* (?), *Patella*, *Pentacrinus* (?) und *Ichthyosaurus*- (?) Reste geliefert hat.

Eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit der Trias des Eighty-eight Valley zeigt die von der Roaring bay bei Nugget Point (Küste von Otago). Beiderwärts liegen unten Schichten mit *Halobia* und *Spiriferina*, oben ein *Athyris*-Horizont. In Otago folgt über der Trias konkordant die „Mataura series“, die wie die Maitai-Schichten *Inoceramus*, Anneliden-spuren und Pflanzenreste führen.

Verf. schlägt vor, den Namen „Maitai“, mit dem man sich gewöhnt hat den Begriff des carbonischen Alters zu verbinden, ganz aufzugeben und dafür Mataura-Formation für alle Jurabildungen in Neuseeland zu gebrauchen.

Die Trias- und die Maitai-(Jura-)Ablagerungen finden sich in ganz Neuseeland immer in denselben Gebieten. Viel von dem, was man früher Carbon genannt hat, gehört in Wirklichkeit zum Jura. Damit lösen sich viele Probleme der neuseeländischen Geologie. Nur für die goldführenden Gesteine von Reefton läßt sich das Alter noch nicht bestimmt angeben. Sie liegen diskordant über der „Reefton series“, die (ebenso wie die „Baton series“ und das „Mount Arthur system“) Obersilur oder Unterdevon sind. Sicher devonische Schichten kennen wir auf Neuseeland überhaupt nicht, ebensowenig sicher carbonische. Verf. hat dann aber in der Mount Mary

series eine permocarbonische Ablagerung entdeckt (s. Ref. weiter unten), und es ist möglich, daß die goldführenden Gesteine von Reefton dieser Formation angehören. Dasselbe ist mit den von PARK früher als Maitai- und Te Anau-Schichten bezeichneten Sedimenten nördlich und westlich vom Lake Wakatipu der Fall.

Otto Wilckens.

J. Park: On the Age and Relations of the New Zealand Coalfields. (Trans. New Zeal. Inst. 36. 405—418.)

Nur über das Alter einer kleinen Anzahl der neuseeländischen Kohlenfelder herrscht unter den Geologen Einstimmigkeit. So werden die Kohlenvorkommnisse von Otapiri, Wyndham und Waikawa in Southland, sowie an der Westküste der Nordinsel südlich von Waikato für jurassisch, die Braunkohlen von Kaipara und Mannkau Harbour für pliocän oder noch jünger gehalten. Die anderen Kohlenlager, welche die genannten an Bedeutung weit übertreffen, wurden von der Geological Survey (Direktion: J. HECTOR) einer Formation, der „cretaceo-tertiary-formation“, zugerechnet, während HOCHSTETTER, HAASST und HUTTON zwei oder mehr kohlenführende Stufen annehmen.

Verf. gibt eine historische Übersicht über die Auffassung und Parallelisierung der Schichten, welche an den verschiedenen Lokalitäten das Liegende und das Hangende der Kohlen bilden. Bei den oft recht unklaren Lagerungsverhältnissen sind früher mancherlei Versehen vorgekommen, die Verf. nunmehr korrigieren kann. Man muß zwei verschiedenalterige Kohlenbildungen unterscheiden. Die eine gehört der Oamaru series (Oligocän), die andere der Waipara series (Kreide) an. Die wichtigsten Kohlenvorkommnisse verteilen sich folgendermaßen:

Es gehören zur Oamaru series (Oligocän):

Kawakawa (Bay of Islands),
 Hikurangi (Whangarei),
 Ngunguru (nördl. von Whangarei),
 Taupiri und Huntly (unterer Waikato),
 Waipa-Hikurangi (oberer Waikato),
 King country und oberer Wanganui,
 Mokau, oberer und unterer,
 West-Wanganui (Collingwood),
 Inangahua (Buller County),
 Kakahu (südl. Canterbury),
 Waihao do.
 Waitaki (nördl. Otago),
 Ngapara do.
 Waiknaiti do.
 Saddle Hill und Green Island bei Dunedin,
 Kaitangata (südl. Otago),
 Forest Hill, Winton (Southland).

Zur Waipara series (Kreide) gehören die Kohlen von:

Pakawan (Collingwood),
 Mokihinui (West Coast),
 Westport do.
 Greymouth do.
 Malvern Hills (Canterbury),
 Shag Point (nördl. Otago).

Otto Wilckens.

Stratigraphie.

Permische Formation.

Diener: Permian Fossils of the Central Himalayas. (Mem. of the Geol. Surv. of India. Palaeontologia Indica. Ser. XV. Himalayan Fossils. 1. Pt. 5. Calcutta 1903.)

In dem vorliegenden Werke wird die permische Fauna des Himalaya nach einzelnen Lokalitäten geordnet beschrieben. Es sind im wesentlichen die Neuaufsammlungen während des Jahres 1898, welche das Material zur Beschreibung lieferten, und zwar werden die folgenden Lokalitäten genauer untersucht.

I. Fossilien der permischen Kalksteinklippe von Chitichun No. 1 (Hundes).

Im dritten Teile dieses Bandes hat der Autor bereits eine Beschreibung der Fauna dieser Lokalität gegeben, und die jetzige bildet eine sehr wesentliche Ergänzung. Es werden die folgenden Arten genannt: *Phillipsia Middlemissi* DIEN., *Nautilus hunicus* n. sp., *Xenaspis carbonaria* WAAG., *Cyclobobus Walkeri* n. sp., *Naticopsis* sp. ind., *Productus semireticulatus* MART., *P. chitichunensis* DIEN., *P. cf. subcostatus* WAAG., *P. graciosus* WAAG., *P. Abichi* WAAG., *Marginifera typica* WAAG., *Aulosteges tibeticus* DIEN., *Lyttonia* sp. ind., *Spiriferina octoplicata* var. *fastigata* SCHELL., *Sp. margaritae* GEM., *Spirifer Wynnei* WAAG., *Sp. tibetanus* DIEN., *Martinia nucula* ROTHPL., *M. acutomarginalis* DIEN., *M. semiplana* WAAG., *Reticularia cf. lineata* MART., *R. pulcherrima* GEM., *R. inaequilateralis* GEM., *Spirigera (Athyris) Royssii* LEO, *Sp. (Athyris) expansa* PHILL., *Hustedia grandicosta* DAV., *Uncinella cf. indica* WAAG., *Enteletes Tschernyscheffi* DIEN., *E. Waageni* GEM., *E. subaequalis* GEM., *Terebratuloides cf. depressa* WAAG., *Uncinulus timorensis* BEY., *U. jabiensis* WAAG., *Camarophoria globulina* PHILL., *C. Purdoni* DAV., *C. Purdoni* var. *gigantea* DIEN., *C. semiplicata* GEM., *Hemiptychina himalayensis* DAV., *H. sparsiplicata* WAAG., *H. inflata* WAAG., *H. sublaevis* WAAG., *Dielasma elongatum* SCHLOTH., *D. plica* KUT., *Dielasma* sp. ind. aff. *hastaeforme* KON., *Notothyris triplicata* DIEN., *N. mediterranea* GEM., *N. exilis* GEM., *N. Walkeri* n. sp., *Richthofenia* sp. ind., *Poteriocrinus* (?) sp. ind., *Amplexus coralloides* var. *Abichi* WAAG., *Zaphrentis Beyrichi* ROTHPL., *Clisiophyllum* sp. ind., *Dibunophyllum* sp. ind., *Pterophyllum* sp. ind.

Unter den aufgeführten 55 Arten sind 28 Arten, welche in der früheren Abhandlung noch nicht genannt werden konnten; unter diesen sind allerdings nur drei neu. Das wichtigste Resultat der Untersuchung ist die Konstatierung der Tatsache, daß die Fauna von Chitichun No. 1 mit der Fauna des oberen Teils des mittleren *Productus*-Kalkes [also etwa der Zone des *Xenodiscus carbonarius* + Zone der *Lyttonia nobilis* des Ref.] entspricht, wie durch das Vorkommen von *Xenaspis carbonaria* aufs deutlichste bewiesen wird. Bezüglich der europäischen Äquivalente ist DIENER der Ansicht, daß dieselben in den brackischen Perm-Schichten Rußlands, welche dem deutschen Zechstein äquivalent sind, zu suchen seien, nicht aber in der Artinsk-Stufe. Ebenso sind die Chitichun-Schichten etwas jünger als die Sosio-Kalke Siciliens. Dagegen sind dieselben als gleichalterig mit den Schichten auf Timor anzusehen. Verf. weist zuletzt nach, daß die Chitichun-Fauna eine durchaus einheitliche ist und nicht, wie Ref. früher irrtümlicherweise annahm, eine Mischfauna aus permischen und carbonischen Schichten darstellt. [Ref. kann sich diesen Ausführungen nur anschließen, denn mit dem Momente, wo sich die Chitichun-Fauna jünger als die Artinsk-Stufe erwiesen hat, und dies wird durch DIENER's neuere Untersuchungen vollständig bestätigt, fallen für ihn die Bedenken, in der Chitichun-Fauna eine auf ungenaue Aufsammlungen zurückführende Mischfauna zu erblicken, weg.]

II. Permische Fossilien aus dem exotischen Block (Klippe) No. 9 in der Nachbarschaft von Malla Sangcha E. G.

Die Fauna besteht aus den folgenden Arten: *Aviculopecten* cf. *hiemalis* SALT., *Leiopteria* sp. ind., *Lima* sp. ind. aff. *retifera* SCHUM., *Naticopsis khurensis* WAAG., *Bellerophon* sp. ind. aff. *polito* WAAG., *Pleurotomaria* (*Mourlonia*) *hunica* n. sp., *Productus Abichi* WAAG., *P. chitichunensis* DIEN., *P. graciosus* WAAG., *P.* cf. *mongolicus* DIEN., *P.* cf. *undatus* DEP., *P. plano-hemisphaericum* NETSCH., *Marginifera typica* WAAG., *M. helica* ABICH., *Scacchinella* sp. ind., *Lyttonia* cf. *nobilis* WAAG., *Orthothetes krafftii* n. sp., *Spiriferina* cf. *octoplicata* var. *fastigata* SCHELLW., *Spirifer Wynnei* WAAG., *Sp. tibetanus* DIEN., *Sp. fasciger* KEYSERL., *Spirifer* sp. ind. ex aff. *Marcoui* WAAG., *Martinia acutomarginalis* DIEN., *M. elegans* DIEN., *M.* cf. *sempiiana* WAAG., *M.* cf. *nucula* ROTHPL., *Reticularia* cf. *lineata* MARTIN, *R.* cf. *pulcherrima* GEM., *R. (Squamularia)* cf. *Dieneri* GEM., *Spirigera (Athyris) Royssii* LEO, *Spirigerella Derbyi* WAAG., *Enteleutes Tschernyscheffi* DIEN., *E.* cf. *elegans* GEM., *Uncinulus timorensis* BEYR., *U. jabiensis* WAAG., *Rhynchonella* sp. ind. ex aff. *Hofmanni* KROTOW, *Camarophoria Purdoni* DAV., *Hemiptychina* cf. *inflata* WAAG., *Notothyris triplicata* DIEN., *N. mediterranea* GEM., *N. minuta* WAAG., *N. ovalis* GEM., *N.* cf. *Walkeri* DIEN., *Poteriocrinus* (?) sp. ind.

Unter diesen 44 Arten wurden nur 2 neue erkannt, von den übrigen sind, wenn man nur die sicher identifizierten Arten in Betracht zieht, unter 35 Arten 26 mit solchen der Chitichun-Fauna ident, womit die Gleichalterigkeit der hier beschriebenen Fauna mit jener von Chitichun No. 1 aufs evidenteste erwiesen ist.

III. Fossilien aus den *Productus*-Schiefern des Lissar-Tales (Johar).

Es werden die folgenden Arten aufgeführt: *Pleurotomaria* cf. *punjabica* WAAG., *Naticopsis* sp. ind., *Bellerophon* sp. ind., *Chonetes* cf. *uralica* MOELL., *Productus* cf. *gangeticus* DIEN., *P.* sp. aff. *Purdoni* DIEN., *Marginifera himalayensis* DIEN., *Spirifer rajah* SALT., *Sp.* cf. *Ravana* DIEN., *Sp. fasciger* KEYS., *Sp. nitiensis* DIEN., *Sp. bambadhurensis* n. sp., *Sp. joharensis* DIEN., *Sp. (Athyris) Gerardi* DIEN., *Dielasma La Touchei* n. sp.

Nur 2 neue Arten sind beschrieben worden; sehr wichtig ist jedoch die Auffindung von *Marginifera himalayensis* DIEN. und *Spirifer rajah* SALT., welche die Identität der Kuling series (STOL.) und des *Productus*-Schiefers beweisen, falls ein solcher Beweis überhaupt noch notwendig war. Als ein wesentliches Resultat seiner Untersuchung bezeichnet Verf. den Nachweis, daß die Brachiopoden des *Productus*-Schiefers nicht regellos in diesen Schichten verteilt sind, sondern daß einzelne eine sehr beschränkte Lokalverbreitung haben.

IV. Fossilien der permischen *Productus*-Schiefer von Byans.

Es wurde an vier verschiedenen Lokalitäten, Nihal, Kana Malla, Kalapani und Lililinthi, gesammelt, und zwar wurden die folgenden Arten gefunden:

a) Nihal. *Pleurotomaria* sp. ind., *Productus cancriformis* TSCHERN., *Marginifera himalayensis* DIEN., *Chonetes lissarensis* DIEN., *Spirifer fasciger* DIEN., *Sp.* cf. *Ravana* DIEN.

b) Kana Malla. *Marginifera himalayensis* DIEN., *Dielasma* cf. *La Touchei* DIEN.

c) Kalapani. *Goniomya* sp. ind., *Liebea* sp. ind. ex aff. *Liebea Hausmanni* GOLD., *Productus* cf. *Purdoni* DAV., *Marginifera himalayensis* DIEN., *Chonetes lissarensis* DIEN., *Spirifer fasciger* KEYSERL., *Sp. rajah* SALT.

d) Lililinthi. *Hyattoceras* n. sp. ex aff. *H. Cumminsi* WHITE. *Adrianites (Hofmannia)* sp. ind., *Gastrioceras* sp. ind. ex aff. *G. Marianum* VERN., *Pericyclus* sp. ind., *Lilinthiceras* n. g. sp. ind., *Branco-ceras* sp. ind., *Nomismoceras Smithii* n. sp., *Marginifera himalayensis* DIEN., *Spirifer fasciger* KEYSERL., *Spirigera* cf. *Gerardi* DIEN.

Das neue Genus *Lilinthiceras* ist auf ein ziemlich unvollständiges Stück, dessen Sutura nicht bekannt, aufgestellt. Es zeichnet sich durch eine sehr evolute Schale aus, deren Umgang mit groben Radialrippen, welche zwei Reihen von Tuberkeln tragen, bedeckt sind. DIENER betont die ganz auffallende Ähnlichkeit dieses mit dem triadischen *Clonites Arco* MOJS. Verf. meint jedoch, daß diese Ähnlichkeit eher als eine Konvergenzerscheinung denn als eine direkte Verwandtschaft aufzufassen sei.

V. Fossilien des anthracolithischen Systems von Spiti.

Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß in der Gegend von Spiti das sogen. anthracolithische System durch eine große Diskordanz geteilt wird. DIENER beschreibt zwei Serien von Fossilien, deren erste aus Schichten unterhalb, die zweite aus Schichten oberhalb der Diskordanz stammt.

A. Fossilien der unteren Abteilung des anthracolithischen Systems. (Unterhalb der großen Diskordanz.) Es werden genannt:

Aviculopecten sp. ind. ex aff. *A. hiemalis* SALT., *A. sp. ind. (?)* aff. *A. moharensis* WAAG., *Myalina* sp. ind. aff. *recurvirostris* MEEK. et WORTHEN, *Posidonomya* sp. ind., *Productus lineatus* WAAG., *P. sp. ind.* (Gruppe des *P. semireticulatus*), *P. undatus* DEF., *P. scabriculus* MART., *P. Nystianus* var. *lopingensis* KAYSER, *Derbyia* cf. *senilis* PHILL., *Spirigera* (*Athyris*) cf. *Royssii* LEO, *Spirifer* cf. *Strangwaysi* VERN., *Sp. Curzoni* n. sp., *Sp. sp. ind. ex aff. Sp. Curzoni* DIENER, *Sp. (Ambocoelia?)* sp. ex aff. *fusiformi* PHILL., *Martiniopsis* cf. *subpentagonalis* WAAG., *Rhynchonella confinis* SCHELLWIEN, *Rh. cf. Wynnei* WAAG., *Camarophoria* n. sp. ind. (aff. *acuminata* GEM. ?), *C. sp. ind.*, *Fenestella* sp. ind. aff. *plebeia* M'Coy, *Protoretetepora ampla* LONSDALE.

B. Fossilien der oberen Abteilung des anthracolithischen Systems. (Oberhalb der großen Diskordanz.) (Permische Sandsteine und schwarze Kuling-Schiefer.)

Xenaspis cf. *carbonaria* WAAGEN, *Cyclolobus* cf. *Oldhami* WAAG., *C. insignis* n. sp., *C. (Krafftoceras) Krafftii* n. sp., *C. (Krafftoceras) Haydeni* n. sp., *Orthoceras* sp. ind., *Nautilus (Gryhoceras)* sp. ind., *Oxytoma laticostatum* NETSCH., *Aviculopecten* sp. ind., *Modiolopsis Teplofi* VERN., *Solemya (Janeia) biarmica* VERN., *Mytilus* sp. ind., *Conocardium* sp. ind. aff. *siculo* GEM., *Goniomya* sp. ind. aff. *G. hasanensis* GEIN., *Myophoriopsis (?) Krafftii* n. sp., *Megalodus* sp. ind., *Entalis* sp. ind. (aff. *herculea* DE KON. ?), *Bellerophon* cf. *Vijelii* STACHE, *Chonetes lissarensis* DIEN., *Productus* cf. *gangeticus* DIEN., *Marginifera himalayensis* DIEN., *Aulosteges* cf. *gigas* NETSCH., *Spirigera Gerardi* DIEN., *Sp. cf. protea* var. *alata* ABICH., *Spirifer rajah* SALTER, *Sp. Marcoui* WAAG., *Sp. fasciger* KEYS., *Sp. nitiensis* DIEN., *Sp. Distefanii* GEM., *Streptorhynchus* cf. *pectiniformis* DAVIDS., *Dielasma La Touchei* DIEN.

Verf. diskutiert nun auf Grund seiner sehr sorgfältigen Beschreibung der Fossilien in eingehendster Weise die Korrelation des anthracolithischen Systemes. Man kann in der oberen Abteilung (also über der großen Diskordanz) drei Gruppen unterscheiden, nämlich von oben nach unten:

C. Schwarze Schiefer mit kalkigen Zwischenlagen.

B. Kalkige Sandsteine.

A. Fossilleere Sandsteine und Konglomerate.

Es entsprechen die obersten schwarzen Schiefer (Kuling-Schichten) dem oberen *Productus*-Kalk (Chideru-Gruppe), die mittleren kalkigen Sandsteine dem mittleren *Productus*-Kalk (Virgal-Gruppe). Hierdurch wird die Auffassung, die Ref. früher geäußert hatte, vollständig bestätigt.

Da auch die unter der Diskordanz liegende Abteilung des anthracolithischen Systems zahlreiche permische Fossilien enthält, so müssen die fossilleeren Sandsteine A, deren Altern auf direktem Wege bisher nicht zu ermitteln war, ebenfalls nach dem Perm zuzurechnen sein.

Ref. stimmt mit dem Verf. vollständig in der Auffassung überein, daß die schwarzen Kuling-Schiefer und die darunter lagernden kalkigen Sand-

steine der Gegend von Spiti in den mehr östlich gelegenen Teilen des Himalaya (Gegend von Niti), wo die Mächtigkeit des Perms fast reduziert ist, durch die Gesamtheit der *Productus*-Schiefer repräsentiert werden.

Schwieriger ist eine Parallelisierung der unteren Abteilung des anthracolithischen Systemes. Der oberste Horizont desselben, die *Fenestella*-Schichten, dürften jedenfalls den Zewan- oder Baras-Schichten von Kashmir äquivalent sein, eine Auffassung, die Ref. aus eigener Anschauung vollständig bestätigen kann.

Der untere Horizont mit *Spirifer Curzoni* n. sp. wird als Ober-Carbon gedeutet.

DIENER's ausgedehnte und sorgfältige Untersuchungen haben ein gutes Bild der Entwicklung des permischen Systems im Himalaya geliefert. Man kann nunmehr zwei lithologisch sowohl als faunistisch gut getrennte Fazies unterscheiden.

Die eine Fazies, welche auf das Areal nördlich des großen Gürtels von Sedimentärgesteinen des Himalaya beschränkt ist, entspricht der tibetanischen Serie KRAFFT's. Dieselbe wird durch weiße und rote Kalksteine repräsentiert und entspricht faunistisch genau der oberen Zone des mittleren *Productus*-Kalkes.

Wesentlich anders ist das permische System im Hauptgebiete des Zentral-Himalaya entwickelt. Lithologisch sind es durchweg Schiefer und kalkige Sandsteine. Faunistisch sind nur 23,2 % der Arten mit solchen der Saltrange gemeinsam; dagegen finden sich 31 autochthone Arten, und 8 Arten konnten mit Sicherheit mit Arten des europäischen Perms identifiziert werden.

An der Basis des Perms findet sich eine große Diskordanz, welche wahrscheinlich mit der tibetanischen Transgression BOGDANOWITSCH's zusammenfällt. Die unter der Transgression liegenden Schichten sind als Ober-Carbon aufzufassen.

In einem Anhang sucht HAYDEN den Nachweis zu führen, daß die von DIENER als *Spirifer Curzoni* beschriebene Art nicht neu ist, sondern tatsächlich mit *Syringothyris cuspidata* ident sei, und daß somit das Alter der Fenestellen-Schichten als Unter-Carbon anzusehen sei. Noetling.

Lapparent: Note sur les Calcaires à *Productus* du Salt Range. (Bull. soc. géol. de France. 1903. (4.) 3. 303—308.)

Im wesentlichen eine Polemik gegen die vom Ref. aufgestellte Parallelisierung des *Productus*-Kalkes der Salt Range, welche der Autor durch die Resultate der TSCHERNYSCHEW'schen Untersuchungen zu stützen sucht, um dann schließlich die uralische Transgression zu begründen. [Ref. hat seinen Standpunkt zu dieser Auffassung im Centralbl. f. Min. etc. 1904. dargelegt und ausgeführt, daß der Gedanke einer uralischen Transgression durchaus nichts Neues ist, sondern bereits von KOKEN und FRECH ebenso wie vom Ref. selbst ausgesprochen wurde. Vielleicht deckt sich die uralische Transgression mit der tibetanischen Transgression BOGDANOWITSCH's.]

Noetling.

Juraformation.

S. S. Buckman: The Toarcian of Breton Hill and a Comparison with Deposits elsewhere. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 59. Nov. 1903. 445.)

Eine übersichtliche Darstellung, der wir hier nur die wichtigsten Daten entnehmen. Der Oberlias von Breton Hill soll angeblich mehr als 380 Fuß, der von Wotton-under-Edge (Cotteswolds) nur 10 Fuß mächtig sein. Verf. klärt dies dahin auf, daß der Oberlias von Breton Hill in Wirklichkeit nicht nur dem Oberlias der Cotteswolds, sondern auch den darüberliegenden Cotteswolds-Sanden und dem Cephalopoden-Bett entspricht. Ein Diagramm versinnlicht das Verhältnis des Toarcian und Aalenian von Breton Hill zum Cotteswold-Distrikt und zeigt den lateralen Übergang der Lilli-Tone in die Cotteswold-Sande. Die deutliche Diskordanz zwischen Aalenian (*scissi-hemera*) und Toarcian in Cheltenham usw. steht nach der Auffassung des Verf.'s in Beziehung mit einer leichten antiklinalen Aufwölbung des Toarcian (Lilli-clay). Verf. vergleicht ferner die Entwicklung des Toarcian und Aalenian der Cotteswolds, der Dorset-Küste und der Normandie und bespricht sodann die Chronometrie des Toarcian. Dieses hat in Ost-Gloucestershire allerdings nur die Mächtigkeit von wenigen Fuß, wenn man aber die Maximalmächtigkeit berücksichtigt, gelangt man zu der Ziffer von 719 Fuß, so daß einer jeden der 9 „*Hemerae*“ des Toarcian ein Absatz von durchschnittlich 80 Fuß entspräche.

V. Uhlig.

Kreideformation.

Joh. Böhm: Über cretaceische und eocäne Versteinerungen aus Fergana. (Aus dem III. Bande des Reisewerkes: FUTTERER, Durch Asien. Berlin 1903.)

Auf dem Wege von Osch nach Kaschgar hat FUTTERER die Entwicklung der Fergana-Stufe am Nord- und Ostfuße des Alai-Plateaus genauer untersucht. Namentlich wurden bei Guldscha, Kösül Kurgan und Irkeschtam genaue Profile aufgenommen, welche der vorliegenden Abhandlung beigegeben sind. [Eine genauere Beschreibung dieser Profile folgt im 1. Teile des II. Bandes. Ref.] In dem beschreibenden Teile der Arbeit werden die folgenden Arten angeführt:

1. Guldscha: *Neomeris* cf. *annulus* JON. et PAR., *Nummulites* sp., *Ostrea turkestanensis* ROM., *O.* cf. *Boucheroni* COQU., *O. prominula* ROM., *O. Rouvillei* COQU., *O.* cf. *Delettrei* COQU., *Exogyra columbina* var. *formosa* ROM., *E. conicae* SOW., *Anomia tenuistriata* DES., *Anomia* sp. ex aff. *A. ephippii* L., cf. *Avicula media* WOOD., cf. *Lucina aegyptiaca* BELL., *Leda Futtereri* spec. nov., ? *Cytherea* sp., *Corbula Muschketowi* spec. nov.

2. Kösül Kurgan: *Ostrea turkestanensis* ROM.

3. Irkeschtam: ? *Assilina* sp., *Membranipora* sp., *Ostrea turkestanensis* ROM., *Ostrea* sp. ex aff. *O. longirostris* ROM., *Ostrea* sp., *Gryphaea Romanowskii* spec. nov., *Gr. Esterhazyi* PAV.

Die obige Fossilliste läßt deutlich erkennen, daß die Fergana-Stufe, wie sie ROMANOWSKI definiert hat, bei Guldtscha sicherlich zwei Horizonte verschiedenen Alters umfaßt. Der eine wird durch *Gryphaea Esterhazyi* als Mitteleocän, der andere durch *Ostrea Rouvillei* COQ. als Cenoman charakterisiert. Da wahrscheinlich in der Fergana-Stufe auch Senon enthalten ist, so ist BÖHM der Ansicht, daß es am besten sei, die Bezeichnung Fergana-Stufe fallen zu lassen, eine Auffassung, der Ref. nur beipflichten kann.

Noetling.

R. Fourtan: Contribution à l'étude de la faune crétacique d'Egypte. (Bull. de l'Institut Egyptien. Quat. série. No. 4. 1904. 231—347. Taf. I—V.)

Die hier von PERON und FORTAN beschriebenen fossilen Mollusken und Korallen entstammen dem Massiv von Abu Roasch am Nordosteck der Libyschen Wüste, der Arabischen Wüste nördlich von 28° 35' n. Br. und einigen Punkten der Sinai-Halbinsel. Die Hauptfundorte in der Arabischen Wüste sind am Ostfuße der südlichen Galala: Wadi Dakhal (Cenoman), Abu Rimth (Cenoman), Kloster St. Paul (Cenoman), Rod el-Ues (Cenoman); am Nordhang der südlichen Galala: Kloster St. Anton (Senon), Wadi Am Rockam (Senon), in der nördlichen Galala: 'Ain Arai'da (Cenoman) und Askhar el-Baharieh (Cenoman und Santonien); am Sinai die Wadi Etthal, Taizibe und Budra.

Bezüglich der Stratigraphie bei Abu Roasch hält FORTAN an seiner früheren Anschauung fest, daß der ganze dortige cretaceische Komplex nur dem Turon und Santonien zufalle und bekämpft die gegenteiligen Auffassungen von BLANCKENHORN, BEADNELL und DACQUÉ.

Das Cenoman der Arabischen Wüste ist dem von Algerien außerordentlich ähnlich, speziell der Fazies des Profils von Bou Saada. Es setzt sich aus folgenden Schichten zusammen: an der Basis grünliche Mergel mit *Hemiaster cubicus*, *Ostrea olisiponensis* und *pseudoafricana*, die FORTAN dem Vraconien und Bellasien gleichstellt. Darüber folgt Kalk mit Cephalopoden, Pelecypoden und Seeigeln, eine mergelige Schicht mit *Ostrea africana* und vielen anderen Austern Plicatulen und Echiniden, endlich kieseliger Kalk mit *Heterodiadema libycum*, *Hemiaster pseudo-Fourneli*, *Ostrea suborbiculata* und Gastropoden.

Turon ist typisch nur bei Abu Roasch entwickelt und erinnert dort faunistisch teils an die Ausbildung in Portugal, teils an Palästina. Irrig ist die Zustellung mehrerer von FORTAN am Sinai gesammelter palästinensischer Formen ins Turon, wie FORTAN ohne Grund aus LARTET's und O. FRAAS' mißdeuteten Angaben schließen will. Es sind: *Cerithium?* (*Turritella*) *Reyi* LART. sp. *Crassatella Rothi* FRAAS, *C. Falconeri* LART. (letztere besser als *C. syriaca* zu bezeichnen). Diese drei Arten gehören

bestimmt dem Campanien an und wurden auch vom Ref. darin an vielen Plätzen Palästinas gefunden.

Das Santonien ist schön entwickelt bei Abu Roasch, weniger gut am Wadi Askhar el-Baharieh, in der nördlichen Galala und am Fuße der südlichen Galala, hier mit *Ostrea Costei* und *Heinzi*.

Unter Campanien begreift FOURTAN auch COQUAND's Dordonien, in der Libyschen Wüste und der nördlichen Arabischen die *Overwegi*-Schichten, die er für ein Äquivalent der gleichzeitigen *Ostrea Villei*-Schichten des südöstlichen Ägyptens ansieht. Es findet sich besonders reich am Nord-Abhang der südlichen Galala entwickelt mit *Ostrea vesicularis* und *ungulata* und Roudairien.

Das eigentliche Danien hat FOURTAN in Nordägypten nicht beobachtet.

Von den zahlreichen beschriebenen Arten seien hier nur die neuen und die sonst eingehender beschriebenen aufgeführt:

A. Aus dem Cenoman: *Neolobites Peroni* FOURT. n. sp., *Schloenbachia Quaaasi* PERRON n. sp., *Ammonites Pioti* PER. et FOURT. n. sp., *Nautilus Munieri* CHOFF., *Pseudomelania Pallaryi* PER. et FOURT., *Alaria Humei* PER. et FOURT., *Ostrea olisiponensis* SHARPE mit der Varietät *pseudoafricana* CHOFF., *O. suborbiculata* LAM. (= *columba* LAM. und *Mermeti* COQ.), *O. vesiculosa* SOW. (= *vesicularis* var. *judaica* LART. = *Baylei* COQ.), *Thracia Zitteli* PER. et FOURT. n. sp.

B. Aus dem Turon: *Cerithium Sancti Arromani* THOM. et PER., *Trochactaeon Salomonis* FRAAS, *Ostrea Papieri* THOM. et PER., *Astarte Le-febvrei* PER. et FOURT. n. sp., *Cyprina Blanckenhorni* PER. et FOURT. n. sp., *Isocardia Thomasi* PER. et FOURT. n. sp., *Arcopagia Dacquéi* PER. et FOURT.

C. Aus dem Santonien: *Tissotia Fourneli?* emend. THOM. et PER., *T. Ficheuri* emend. PER., *Ostrea Costei* COQ., *O. dichotoma* BAYL., *O. Heinzi* THOM. et PER., *O. Peroni* COQ., *Plicatula Ferryi* COQ.

D. Aus dem Campanien: *Baculites anceps* LAM., *Pleurotomaria Fakhryi* PER. et FOURT. n. sp., *Turbo Schweinfurthi* PER. et FOURT. n. sp., *T. Innesi* PER. et FOURT., *Calliostoma Geinitzi* REUSS, *Neritopsis Abbatei* PER. et FOURT. n. sp., *Turritella Wanneri* PER. et FOURT. n. sp., *Mesalia Artini* PER. et FOURT. n. sp., *Cypraea* sp., *Ostrea Nicaisei* COQ. (= *Lyonsi* NEWT.), *O. Overwegi* v. BUCH., *O. ungulata* SCHLOTH. (= *larva* LAM.), *O. vesicularis* LAM., *Spondylus* cf. *gibbosus* D'ORB., *Lima insolita* PER. et FOURT. n. sp., *Arca Balli* PER. et FOURT., *Crassatella Zitteli* WANN., *Lucina Barroni* PER. et FOURT., *Caryosmilia granosa* WANN., *Astrocoenia* cf. *Konincki* MILN.-EDW. et HAIM.

Bedauerlich bleibt die in dieser Abhandlung als Grundsatz konsequent durchgeführte Benennung sämtlicher neuen Artnamen nach Autoren, die fast ausnahmslos mit der betreffenden Art gar nichts zu tun hatten.

M. Blanckenhorn.

Tertiärformation.

O. v. Linstow: Die Tertiärablagerungen im Reinhardswalde bei Kassel. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. Berlin 1899.)

In der weiteren Umgebung von Kassel ergibt sich nachstehende Schichtenfolge für das Tertiär:

Fluviatiles Pliocän.

Miocän:	{	Oberer Basalt. Obere Braunkohlenbildungen. Basalt und Basalttuffe. Mittlere Braunkohlenbildungen. Fossilarme Sande mit Geröllen und Quarzitlagen.
---------	---	---

Oberoligocän, marin.

Mittloligocän: Rupelton und schwarze Sande.

Unteroligocän oder Eocän: Ältere Braunkohlenbildungen und Eisensteine von Hohenkirchen.

Neuere Aufschlüsse in der Gegend westlich und nordwestlich von Münden (Reinhardswald) gaben dem Verf. Gelegenheit, dieses schon von STREMMER (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 40. 310) behandelte Gebiet genauer zu untersuchen.

Das Tertiär ist dort häufig, wie vielfach in Mitteldeutschland, nur in den Spalten des unterlagernden Gesteins (hier des Buntsandsteins) oder unter einer schützenden Decke von Basalt erhalten geblieben. Am Gahrenberge bietet sich folgendes Profil von oben nach unten:

Basalt.

Sande und Tone.

Kohlenführende Schichten, bis 40 m mächtig.

Mächtige fossilarme Quarzsande.

Oberoligocän (eisenschüssige Sandsteine mit marinen Fossilien).

Mittlerer Buntsandstein.

Auch dort, wo das Tertiär nicht, wie oben beschrieben, auf der Hochfläche des Reinhardswaldes, sondern durch tektonische Vorgänge versenkt liegt, ergibt sich ein ganz analoges Profil (z. B. bei Holzhausen):

Ockergelbe Quarzsande.

Oberoligocäne eisenreiche Sande und Sandsteine, u. a. mit *Pectunculus obovatus* DESH., *Cardium cingulatum* GF., *Panopaea Heberti* BOSQ.

Dunkelgrüne, fossilarme glaukonitische Tone.

Fossilarme eisenschüssige Sandsteine.

Mittlerer Buntsandstein.

Weiter nach Norden zu wird das Oberoligocän von Sanden und Tonen bedeckt, die mehrere abbauwürdige Braunkohlenflöze einschließen. Dieser Komplex wird bis gegen 50 m mächtig. Darüber befinden sich dann Letten, Tone und Sande. Knollensteine [sicher miocän wie in der Leipziger Gegend

und anscheinend auch in Pommern? Ref.] finden sich z. B. im Osterbach-tale nordöstlich von Holzhausen. Westlich vom Ahlberg enthalten die oberoligocänen Eisensteine zahlreiche Fossilien, von denen hier nur folgende genannt seien: *Triton flandricus* DE KON., *Pyrula reticulata* LAM., *Fusus scrobiculatus* BOLL., *Cassis Rondeleti* BAST., *Pectunculus obovatus* LAM., *Cardium cingulatum* GF., *Cyprina rotundata* BRAUN, *Cytherea splendida* MERIAN.

Hervorzuheben ist, daß der Basalt an einer Stelle am östlichen Gehänge des Reinhardswaldes als Intrusivgang und Lakkolith auftritt, bedeckt von horizontal liegendem mittleren Buntsandstein. Der Zusammenhang einzelner reihenförmig angeordneter Basalte mit Nordspalten ist unverkennbar. Der eben genannte intrusive und lakkolithische Basalt ist zusammen mit dem Buntsandstein in zwei Stufen nach Osten, zum Westertale, abgesunken. Die Größe dieser jungmiocänen Niveaushiftungen ist z. T. eine recht beträchtliche; sie läßt sich an den horizontal liegenden Schichten des Oberoligocäns feststellen. Es ergibt sich dabei (zwischen Gahrenberg, 370—390 m, und der Grabenversenkung von Holzhausen, 170—190 m) auf kurze horizontale Entfernung eine Höhendifferenz von 200 m.

Karl Walther.

Jentzsch: Verbreitung der bernsteinführenden „blauen Erde“. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. Dec. 1903. Verh. 22—30.)

Nach Besprechung des Bernsteins in anderen Gegenden im Tertiär, Diluvium und Alluvium wird das Vorkommen in der „blauen Erde des Samlandes“ erörtert und namentlich in einigen Bohrlöchern.

von Koenen.

G. Maas: Sogenannter Posener Flammenton in Schlesien. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 55. Briefl. Mitteil. 9—10.)

Im Anschluß an die Mitteilungen von BERENDT über Flammenton im Kreise Militsch werden noch einige Vorkommen erwähnt, sowie das seltene Vorkommen von Pflanzenresten und die Übereinstimmung mit dem schlesischen Flaschenton.

von Koenen.

O. v. Linstow: Über Verbreitung und Transgression des Septarientones (Rupeltones) im Gebiet der mittleren Elbe. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1904. 25. (2.) 295.)

Zahlreiche Bohrlöcher zwischen Barby und Aken haben unter meistens 7—10 m mächtigen Diluvialschichten Rupelton erreicht, der durch Foraminiferen als solcher bestimmt wurde. Bei Wulfen und Nemenwitz war er 23—29,6 m mächtig und lag auf 3 m braunem Sand und Braunkohlen. Bei Roßlau und Dessau wurde an einer Stelle darunter Grauwacke, an einer anderen Quarzgerölle mit dunkler Oberfläche und dann Buntsandstein angetroffen. Weiter werden die Vorkommnisse von Calbe a. S., Schöne-

berg und Biere erwähnt, von Magdeburg, Pirtzpuhl, Tongruben bei Hobeck Klepps und Leburg (bedeckt von Oberoligocän), Prödel, Ladeburg und Dalchau (ebenfalls vom Oberoligocän überlagert), von Gammern (über Silur-quarziten). Andere Bohrungen haben zwar Tertiärgebirge angetroffen, aber nicht Rupelton, welcher bei Cöthen in Tongruben ansteht. Der Rupelton liegt also bei Calbe a. S. auf Unteroligocän und Braunkohlenbildungen, östlich von Dessau auf älteren Schichten und keilt sich bei Kottbus aus, während das Oberoligocän und die jüngere, untermiocäne Braunkohlenformation bei Dessau sich auflegen und bis Kottbus unter dem Diluvium bekannt sind.

von Koenen.

Henri Douvillé: Le terrain nummulitique du Bassin de l'Adour. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 5. 1905. 1. 9.)

Ausführlich werden der Schichtenbau und die Profile der verschiedenen Stufen von Biarritz, die Kalke von Peyreblanque und ihre Unterlage von Jura, Trias und Ophit beschrieben, die wichtigsten Fossilien und die gewaltige Mächtigkeit (260 + 600 + 400 m) angeführt, dann die Schichten von Monligna und Handia, ferner aus dem Tal des Sees von Mouriscot, aus den Gegenden südöstlich und nordöstlich von Bayonne, von Ste. Marie-de-Gosse und Peyrehorade und dann mit den Schichten des Pariser Beckens verglichen. Im zweiten Teile wird geschildert die Gegend von Chalosse-de-Montfort und die von Dax mit der Antiklinale von Tercis (Lasperon und Gaas) und schließlich das Auftreten der einzelnen Stufen und ihrer Nummuliten etc. erörtert, des Yprésien, des unteren, mittleren und oberen Lutétien, des Bartonien und Sannoisien und darüber eine Lücke, und dann diskordant die Schichten mit *Lepidocyclina*, welche mit dem Burdigalien in Verbindung stehen und dem Aquitanien zugerechnet werden. Dem oberen Lutétien gehören die mächtigen Konglomerate von Palassou an. Zum Schluß folgt eine Übersichtstabelle, auf welcher die einzelnen Vorkommnisse parallelisiert werden, unter anderen die Schichten von Gaas mit *Natica crassatina*, dem Sannoisien, Bartonien supérieur zugerechnet werden.

von Koenen.

S. Meunier: Sur la puissance de la formation nummulitique à Saint-Louis du Sénégal. (Compt. rend. de l'Acad. des sciences. 138. 1904. 227—228.)

Eine Bohrung in St. Louis am Senegal erschloß von oben nach unten:

bis zur Tiefe von 60 m Sande, Tone und andere quartäre Bildungen;
dann bis zur Tiefe von 200 m Tertiär (?), Quarzsande mit Kalklagen,
eisenschüssigem Oolith und Mergeln, darin Foraminiferen und kleine,
turmformige Schnecken;

von 200—240 m Kalk voller Nummuliten, die dem *Nummulites laevigata* LAM. sehr nahe stehen;

- bis 275 m sandigen glaukonitischen Kalk;
 „ 340 m Mergel und Mergelkalk;
 „ 410 m weißliche, ockeriggefleckte Tone, darin auch Sande mit obigem
 Nummuliten und kleinen Foraminiferen (*Nonionina*?).

M. Blanckenhorn.

S. Meunier: Contribution à la connaissance des formations lutétiens au Sénégal. (Compt. rend. de l'Acad. des Sci. 138. 1904. 62—63.)

Hauptmann FRIRY fand bei den Aufnahmen für die Sudan-Eisenbahn im westlichen Senegambien in Balol an der Grenze der Distrikte Baol und Saloum weißliche Kalke, die dem Baustein von Paris gleichen und eine Anzahl mitteleocäner Fossilien erkennen lassen: *Ostrea Fraasi* MAY.-E., *O. elegans* DESH., *O. Friryi* MEUN. n. sp., verwandt mit *O. flabellula* LAM., *Modiola pectinata* LAM., *Ancillaria* cf. *canalifera*, *Natica* cf. *acuta* DESH., *Plagiopygus daradensis* LAMB. n. sp., verwandt mit *P. grignonsis* DEFR.

Verf. schließt daraus auf eine große Ausdehnung des Eocänmeeres in Afrika und direkte Meeresverbindung zwischen Senegambien und Ägypten.

M. Blanckenhorn.

Ch. Depéret et Caziot: Note sur les gisements pliocènes et quaternaires marins des environs de Nice. (Bull. soc. géol. de France. 3. 1903. 321—387.)

In der Gegend der Var-Mündung finden sich unter blauen Tonen des Plaisancien, deren Fauna aufgezählt wird, gelbe, sandiger werdende Tone, welche mit Konglomeraten abwechseln und dem Astien angehören. Darüber folgen Konglomerate mit Mergelschichten und der Fauna des oberen Pliocän. Nördlich von Nizza werden mehrere Aufschlüsse in den Tonen etc. des Plaisancien beschrieben. Zum Sicilien gehört die mit Kalksinter bedeckte Geröllmasse in einer Höhle im Jura zwischen Nizza und Villafranca mit einer kleinen Fauna, sowie Bohrmuschellöcher bis zu 52 m ü. d. M., die von AMBAYRAC bekannt gemacht wurden.

Das alte Quaternär wurde bei Villafranca schon von RISSO beschrieben, wird aber noch von mehreren anderen Stellen angeführt, das junge wurde von DE RIAZ aufgefunden.

Es folgen dann Bemerkungen über die Veränderungen der alten Strandlinien: 1. des unteren, 2. des oberen Pliocän, 3. des unteren und 4. des oberen Quaternär, und es ergibt sich, daß die Strandlinien von 1 gegen 180 m hoch liegen, von 2 gegen 60 m, von 3 gegen 25 m und von 4 etwa bis 5 m hoch liegen.

von Koenen.

R. J. Schubert: Über den „Schlier“ von Dolnja-Tuzla in Bosnien. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1904. 111—114.)

Der Verf. untersuchte eine Probe des „Schlier“ von Dolnja-Tuzla in Bosnien und konnte eine Reihe von Foraminiferen in denselben konstatieren. Kieselige Formen sind selten; von diesen für den unteren Schlier bezeichnenden Formen konnte nur *Ammodiscus incertus* D'ORB. konstatiert werden. Die Miliolideen sind durch *Spiroloculina limbata* D'ORB. und *S. cf. tenuis* CZJZ., *Miliolina cf. triangularis* D'ORB. und *cf. Planispirina celata* SEG. vertreten. Am artenreichsten sind die Nodosarien, häufiger ist jedoch nur *Dentalina scripta* D'ORB., Lagenen sind selten, Frondicularien etwas häufiger, Cristellarien fehlen in der untersuchten Probe. Globigerinen sind häufig. *Virgulina* gehört zu den häufigsten Formen (*V. Schreibersiana* CZJZ.). — Bei einem Vergleiche mit dem Schlier Oberösterreichs sind nur wenige Anklänge mit der oberen Schlierfauna von Wels vorhanden; die Faunen von Linz und Ottnang unterscheiden sich auffallend, da dort die bei Dolnja-Tuzla häufigen Globigerinen fehlen. Größere Ähnlichkeit besteht mit der Fauna von Wieliczka: sehr geringe Vertretung kieseliger Tiefseetypen, Lagenen, Cristellarien einerseits und das Überwiegen der Globigerinen, Miliolideen, Spiroplecten, Buliminen etc. anderseits.

Dieser neogene Mergel von Dolnja-Tuzla ist als Mergel von der Fazies des Badener Tegels, aber nicht als ein Gestein von der Fazies des oberösterreichischen Schliers anzusprechen.

O. Abel.

R. J. Schubert: Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der bei der ärarischen Tiefbohrung zu Wels durchteuften Schichten. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 53. 1903. 385—422. Taf. XIX.)

Die im Oktober 1902 begonnene Tiefbohrung bei Wels (Oberösterreich) erreichte am 16. Juli 1903 die Tiefe von 1044,5 m. Das Bohrprofil ergab:

1	—	10	m: Schotter.
10	—	384	„ Graugrüner Schlier.
384	—	710	„ Graubrauner Schlier mit reicher Mikrofauna, zwischen 552—570 m dolomitische Mergellagen, ebenso bei 584, 593 und 678 m.
710	—	797	„ Grauer Schlier mit reicher Mikrofauna. Vereinzelt weiche, fast plastische und harte, z. T. dolomitische Mergellagen.
797	—	922	„ Graubrauner Schlier mit reicher Mikrofauna.
922	—	980	„ Schlierähnlicher Mergel mit spärlicher Bodenfauna und verhältnismäßig zahlreichen <i>Meletta</i> -Schuppen. (937—962 m mit viel Bitumen.)
982	—	988	„ Grober Quarzsand, völlig kalkfrei.

988,5—	989,6 m:	Hellbläulichgrauer Letten, kalkfrei, plastisch, sandig. Keine Organismen.
989,6—	991,6 „	Grober Quarzsandstein.
991,6—	996,5 „	Bunte Tone.
996,5—	999 „	Grauer Sandstein. An der Basis auch „Trümmer- gestein“.
999 —	999,6 „	Grüne, kalkfreie Letten, sandig, mit Pyrit.
999,6—	1010,9 „	Glaukonitsandsteine mit Lehmzwischenlagen.
1012,5—	1015 „	Schlierähnlicher, glimmerig-sandiger Schiefertone.
1015 —	1022,8 „	Graue, kalkfreie Sandsteine.
1022,8—	1024 „	Braune und graue Schiefertone, kalkfrei.
1024 —	1029,5 „	Weißer, grobkörniger Quarzsandstein.
1029,5—	1036,8 „	Bunte und rote, eisenschüssige Sandsteine.
1036,8—	1048 „	Cordieritgranitgneis.

Es ist zweifellos, daß die Schichten zwischen 10—921,5 m als Schlier zu bezeichnen sind. Weniger sicher ist die geologische Position der tieferen Tertiärschichten. Die organischen Reste — fast durchaus Foraminiferen — geben keine befriedigenden Anhaltspunkte zur Feststellung des Alters, da eine Unterscheidung einzelner miocäner Stufen auf Grund der Foraminiferenfauna nahezu unmöglich ist. Der Schlier zwischen 10—921,5 m ist als miocän schlechthin zu bezeichnen.

Die *Meletta*-Schuppen sind nicht näher bestimmbar, bei der großen, vertikalen Verbreitung dieser Gattung zur näheren Altersbestimmung gleichfalls ungeeignet.

Die Schichten zwischen 931—982 m sind Brackwasserbildungen; der Komplex zwischen 982—1036,6 m kann nur als Süßwasserbildung angesehen werden. Die untersten, 100 m mächtigen Gesteine des Bohrloches sind wohl als Äquivalente der bayrischen unteren Brack- und Süßwassermolasse anzusehen, die von einer 900 m mächtigen Schliermasse bedeckt werden.

Die untere Meeresmolasse fehlt anscheinend gänzlich und die Verbindung zwischen Bayern und Mähren in dieser Zeit kann nicht über Wels stattgefunden haben.

Daß die Welser Gase organischen Ursprungs sind, kann als sicher gelten, ebenso, daß die Gase nur in mehr sandigen Linsen in der oberen Abteilung des Schlier auftreten, während die unteren Lagen nicht gasführend sind; ein Ersatz der dem oberen Schlier entnommenen Gasmengen ist nicht zu erwarten.

Von außerordentlichem Interesse ist die enorme Mächtigkeit der Tertiärablagerungen im Bohrprofil; bis jetzt war durch keine Tiefbohrung im außer- und inneralpinen Wiener Becken das Grundgebirge aufgeschlossen worden.

Auf Taf. XIX sind einige Foraminiferen abgebildet; neu sind: *Bulimina rotula* n. sp., *B. elegans* D'ORB. n. var. *gibba*, *B. affinis* D'ORB. n. var. *tenuissimestriata*, *Cristellaria Josephina* D'ORB. n. var. *umbonata*, *Sagrina dimorpha* J. et P. n. var. *ornata*. O. Abel.

O. Abel: Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 53. 91—104. 4 Textfig. Wien 1904.)

Die Tertiärbildungen in der Umgebung von Tulln waren schon früher vielfach in Untersuchungen gezogen worden, aber dennoch mußte noch manches durch neue Studien geklärt werden. In der vorliegenden Schrift werden folgende Glieder der Tertiärbildungen des Tullner Beckens unterschieden und besprochen:

1. Schieferige Mergel und Sandsteine des Tullner Beckens.
2. Blockmergel und Konglomerate von Königstetten.
3. Buchbergkonglomerat.
4. Melker Schichten.
5. *Oncophora*-Schichten.

Eine besondere Schwierigkeit lag für den kartierenden Geologen darin, daß sich in den verschiedensten Horizonten Sandsteine einstellen, die, meist fossilifer, nur durch geringe petrographische Verschiedenheiten auseinandergehalten werden konnten, und zwar wurden die folgenden Sandsteine angetroffen:

1. Sandsteine der Flyschzone (obere Kreide).
2. Sandsteine des Haspelwaldes (Oberoligocän und Untermiocän).
3. Sandsteine von Melk, Kirchstetten, Neulengbach (Oberoligocän und Untermiocän).
4. Sandsteine der *Oncophora*-Schichten (Mittelmiocän).

Über die Tektonik der Tertiärbildungen des besprochenen Gebietes war bisher fast gar nichts bekannt, und auch die neueren Untersuchungen wurden durch die massenhafte Lössanhäufung auf der älteren Unterlage sehr erschwert. Immerhin konnte in den Tertiärablagerungen deutlich ein von Süden nach Norden gerichteter Schub konstatiert werden, der stellenweise nicht nur Faltung, sondern sogar Überschiebungen und überkippte Falten (Buchberg, Johannesberg) hervorbrachte. Gegen Norden ist ein Ausklingen zu beobachten, weiter gegen Westen aber, bei St. Pölten, wird die stauende Wirkung der vorgelagerten böhmischen Masse wahrnehmbar.

Was endlich die Stratigraphie betrifft, so kommt ABEL zu folgenden Ergebnissen:

„Die Mergel und Sandsteine des Tullner Beckens beginnen mit dem Unteroligocän und reichen ohne Unterbrechung durch die höheren Stufen hinauf bis an die Basis der *Oncophora*-Sande.

Das Buchbergkonglomerat umfaßt das Unteroligocän, Mitteloligocän und wird einerseits von den Mergeln des Tullner Beckens, anderseits von den braunkohlenführenden Melker Schichten überlagert.

Die Melker Schichten entsprechen den Molter Schichten des Horner Beckens und sind entweder als fossilführende tonige Bildungen mit *Cerithium margaritaceum*, *C. plicatum*, *C. elegans*, *C. Lamarckii*, *Cyrena* cf. *semistriata*, *Ostrea fimbrioides* usw. mit Einlagerung von Braunkohlen oder als weiße und hellgelbe lockere fossillichere Sande und Sandsteine entwickelt.

Der Sandstein mit *Alveolina* sp. und *Lepidocyclina* cf. *burdigalensis* GÜMB. am Außenrande der Flyschzone gehört wahrscheinlich zu derselben Schichtgruppe. An einigen Stellen sind Blockablagerungen (Klein-Pöchlarn, Ursprung, Lochau) entwickelt, die in der Lochau die *Ostrea fimbrioides* enthalten.

Die Mergel und Sandsteine des Tullner Beckens werden nach oben von den *Oncophora*-Schichten abgeschlossen, welche bisher nur in dem Gebiete zwischen St. Pölten und Judenau nachgewiesen werden konnten, wo sie eine Gesamtausdehnung von 30 km Länge (parallel zum Gebirgsrande) und 17 km Breite (zwischen St. Pölten und Traismauer) erreichen.

Die jüngsten Tertiärbildungen des Gebietes sind die pliocänen rostgelben Quarzschotter (Belvedereschotter), welche den Lauf der Donau begleiten und in einzelnen Schollen auf den Höhen der böhmischen Masse liegen.

Immerhin läßt sich schon heute erkennen, daß die große Lücke, welche man immer zwischen den oligocänen Vorkommnissen Mährens und Bayerns anzunehmen geneigt war, in der Tat nicht besteht.“ **L. Waagen.**

Quartärformation.

E. Stolley: Das Diluvium Schleswig-Holsteins und die J. GEIKIE'sche Klassifikation der europäischen Glazialbildungen. (Arch. f. Anthropol. u. Geol. Schleswig-Holsteins. 4. Heft 2. 1903. 20 p.)

GEIKIE hatte 3 Moränenhorizonte auf der cimbrischen Halbinsel unterschieden, den unteren Geschiebemergel nicht als ident mit demjenigen Hollands und des mittleren Norddeutschland angesehen. Verf. weist an der Hand der Geschiebeführung die Unrichtigkeit dieser Annahme nach. Die Endmoränen, das zweifelhafte „Neudeckian“, die Parallelisierung des „Scanian“ mit den ältesten Diluvialbildungen Norddeutschlands und der Alpen u. a. werden berichtigt und endlich die Frage aufgeworfen, ob wirklich die einzelnen Phasen der Eiszeit in den verschiedenen Gebieten gleichzeitig waren.

E. Geinitz.

W. Deecke: Die Oderbank nördlich von Swinemünde. (9. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald. 1905. 13, 1 Taf.)

Die etwa 200 qkm große, 6–8 m unter Mittelwasser aufsteigende Untiefe der „Oderbank“ besteht nach dem Befund von Bohrungen aus folgenden Schichten von oben nach unten:

- 7 m heller, feiner Seesand,
- 1 „ feiner Seesand mit *Cardium edule*,
- 6 „ wechselnd Sand mit lokalen Einlagerungen von tonigem oder feinsandigem Material, mit Holz, Torf, Diatomeen und Süßwassermuscheln,
- 10 „ gröbere bis steinigkiesige Sande.

Es ist eine in der *Litorina*-Zeit gesenkte Hügelgruppe, die nach und nach zur Insel mit südlich ansitzender Düne und dann zur Untiefe geworden ist. Daß hier die dickschaligen Formen der eigentlichen *Litorina*-Ablagerungen fehlen, erklärt sich durch lokale Hindernisse, die der Einwanderung der Nordseefauna entgegenstanden: eine Düne tragende Schwelle, welche hinter sich ein Haff bildete, so daß das heutige Haff um einen halben Breitengrad nach Norden verschoben war. **E. Geinitz.**

O. Vorweg: Über Steinkessel. Herischdorf i. Riesengebirge 1903. 1. Teil. 79 p.

Verf. gibt eine umfassende Untersuchung der verschiedenen Deutungsmöglichkeiten der Steinkessel oder Strudellöcher; er verwirft die Annahme der Verwitterung; die von Wasser erzeugten Strudellöcher teilt er ein in Gletschertöpfe, Fluß- und Brandungstöpfe, denen noch die Wirbelwindlöcher beigesellt werden. Das Endergebnis lautet, daß die Steinkessel des Riesengebirges nur als Gletschertöpfe gedeutet werden können, und daß sie deutliche Spuren der einstigen Vergletscherung abgeben. **E. Geinitz.**

O. Holst: Relations of the „writing chalk“ of Scania to the drift deposits. (Geol. Mag. 1904. 56—59.)

Auszug aus der bereits in dies. Jahrb. 1904. I. -105- referierten Arbeit. **E. Geinitz.**

E. Hill: Stevns klint. (Geol. Mag. 1904. 70—74.)

Eine gewisse Gliederung des auf dem Kalk liegenden Geschiebemergels war beobachtbar. Eine Zunge von Geschiebemergel, die von Westen her in den Kalk eingreift, ist nicht durch horizontale Pressung gebildet, sondern eine Spaltenausfüllung. **E. Geinitz.**

H. Pjetursson: On a shelly boulderclay in the so called Palagonite Formation of Iceland. (Quart. Journ. Geol. Soc. 59. 356—361. London 1903.)

Die ausgedehnte Palagonitformation Islands, basaltische Tuffe und Breccien, ist intramorän. Ein Profil zeigt auf Basalt folgende Auflagerung in der Meereshöhe von 600 Fuß:

70—80 Fuß shelly boulderclay, harter Geschiebemergel mit typischen Schenersteinen, enthaltend viele zerbrochene Muschelschalen (am häufigsten *Astarte borealis*) mit sandiger Einlagerung,

50 „ Konglomerat und Dolerit mit Glazialoberfläche, bedeckt von mächtigen vulkanischen Tuffen und Breccien.

Ein anderes Profil zeigt noch deutlicher zwischen zwei harten Grundmoränen mächtige Tuffe und Säulenbasalt.

Die vulkanische Tätigkeit hat also in Island während der Glazialperiode ununterbrochen andauert.

E. Geinitz.

H. Home: On a transported mass of Amptill Clay in the boulder clay at Biggleswade. (Quart. Journ. Geol. Soc. 59. 375—381. 1903.)

Eine Bohrung zeigte in Geschiebemergel eine große, 67 Fuß dicke Scholle von Gault.

E. Geinitz.

A. Penck und F. Becke: Das Durchbruchtal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems. (Exk. in Österr. 9. intern. Geol.-Kongr. 1903. 19 p. 7 Fig. 2 Ansichten. 1 Plan.)

Wo das boische Massiv im Gebiet der Ybbs, Erlauf, Melk und Pielach ganz nahe an die Flyschberge der Alpen herantritt, fließt die Donau im Massive selbst, und auch der Unterlauf der genannten vier Nebenflüsse liegt im Urgebirge. Da sich aber jungtertiäre Schichten auch hier noch in den Tälern finden, so sind die heutigen Täler uralte Furchen, die zur jüngeren Tertiärzeit verschüttet, später aber wieder von Flüssen aufgesucht sind. (Das Urgebirge wird hier von einer Mulde gebildet, dessen Kern ein Orthogneis bildet, unter den östlich und westlich Paragneise einfallen.)

Bis Melk und dann wieder von Spitz bis Krems fließt die Donau in einem breiten, alttertiären (präaquitanischen) Tal, zwischen Melk und Krems aber in einem schmalen Durchbruchstal, der Wachau. Dies muß eine obermiocäne oder altpliocäne Bildung sein. Während des Eiszeitalters lag der Donauspiegel nur etwa 30 m höher als jetzt.

Die Exkursion bietet auch Gelegenheit zum Studium der pleistocänen Terrassen und der, besonders bei Krems, mächtig entwickelten Lößbildungen, in denen paläolithische Fundstellen vorkommen.

Otto Wilckens.

Walery von Loziński: Aus der quartären Vergangenheit Bosniens und der Herzegowina. (Mitt. d. Geogr. Ges. in Wien. 47. 1904. 538. Mit 6 Taf. u. 1 Abbild.)

Die Abhandlung — eine Frucht der Beteiligung des Verf.'s an der Exkursion des IX. internationalen Geologenkongresses nach Bosnien-Herzegowina — zerfällt in zwei Abschnitte. Der erste befaßt sich mit der Kalksinterbildung im Pliva-Tale oberhalb Jajce und legt Gewicht darauf, daß der große Kalkgehalt der travertinbildenden Gewässer den obersten Partien der Erdkruste entstamme, somit vadosen Ursprunges sei, wogegen die Kohlensäure, welche zur Auflösung solcher Kalkmengen erforderlich sei, juvenile Herkunft (im Sinne von E. SUSS) besitze und bei Jajce mit

den dortigen Eruptivmassen zusammenhänge. (Auch Ref. hat die ausgedehnten Sinterbildungen Bosniens als Absätze ehemaliger Thermalquellen gedeutet.) Die Abscheidung des Kalksinters wird hauptsächlich durch die Pflanzenwelt bewirkt und durch Zerstäubung des Wassers gefördert. Von den Tafeln, welche photographische Aufnahmen des Verf.'s wiedergeben, beziehen sich 5 auf die Traventinbildungen des Pliva-Tales und sind, wie Ref. mit Vergnügen bemerkt, von geradezu historischem Wert, weil ein so tiefer Wasserstand, wie er im Jahre 1903 zur Zeit der Geologenexkursion bestand, seit Jahrzehnten nicht beobachtet wurde und möglicherweise wieder jahrelang nicht mehr eintreten wird, so daß die merkwürdigen Sinterausformungen nicht bald wieder werden gleich prächtig aufgenommen werden können.

Der zweite Abschnitt der Abhandlung ist einigen eigentümlichen Zügen der Verwitterungsformen und der Oberflächengestaltung der Herzegowina gewidmet, für welche Verf. Analogien nur in den niederschlagsarmen Gebieten der Erde zu finden glaubt. Gewisse Erosionsformen werden auf Deflation zurückgeführt; das (auf Taf. 6 abgebildete) Tal von Blagaj bei Mostar sei eine Analogie der Wadis der Wüste; der ebene Boden der Poljen wird mit der ähnlichen Erscheinung in Wüstenseebecken in Zusammenhang gebracht; Auffassungen, die wenig Zustimmung erfahren dürften.

Katzer.

P. Lory: *Epigénie glaciale sur le cours moyen du Drac.* (Ecl. geol. helv. 7. 299—300. 1903.)

Der Drac (Nebenfluß der Isère) fließt auf eine 50 km lange Erstreckung (bis Saint-Georges de Comiers) in einem Cañon mit Wänden von mehreren hundert Metern Höhe. An den Cañonwänden kann man in sehr verschiedener Höhe die Auflagerung pleistocänen Materials auf den anstehenden Fels beobachten. Schon dieser Umstand spricht für die epigenetische Natur dieses Teiles des Dractales. Es läßt sich aber auch das Vorhandensein eines alten Bettes von interglazialer Entstehung nachweisen, das später durch Anschwemmungen, dann durch Moränen ausgefüllt wurde, so daß der Drac in einem annähernd ebenen Gelände floß. Der große Niveauunterschied zwischen dem Mittellauf des Drac und der Isère beschleunigte dann aber sehr die rückschreitende Erosion, und der Fluß grub sich rasch ein, erst in die pleistocänen Ablagerungen, dann, in einen bestimmten Lauf gebannt, auch in den darunter anstehenden Fels. Infolgedessen bildeten auch die Zuflüsse des Drac, deren Talwege ebenfalls durch Moränen obstruiert waren, epigenetische Täler aus. **Otto Wilckens.**

H. Schardt: *Dépôts glaciaires et tectonique du vallon des Verrières.* (Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtelois et les régions limitrophes XIII. — Bull. Soc. Neuch. des Sc. Nat. 30. 404—408.)

Auf das Plateau von Les Sagnettes bei Les Verrières (Neuchâtel Jura) mündet eine heute wasserlose Schlucht glazialen Ursprungs, die Vydumont. Der Gletscher, der in ihr herabstieg, hat auf dem Plateau eine halbmondförmige Endmoräne aufgehäuft, die aus der Zeit nach dem Rückzug des Rhône-Gletschers stammt. Eine noch bedeutendere Moräne eines jurassischen Gletschers liegt zwischen Les Verrières und Les Bayards.

Quellfassungen haben gezeigt, daß bei Les Sagnettes das Helvétien teils auf oberem Urgon, teils auf oberem Hauterivien liegt.

Otto Wilckens.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1905

Band/Volume: [1905_2](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1202-1297](#)