

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

J. Stevenson: The chemical and geological History of the Atmosphere. (Phil. Mag. (6.) 11. 1906. 226—237.)

Als Fortsetzung von früheren ähnlichen Untersuchungen (vergl. dies. Jahrb. 1902. I. -375-) behandelt Verf. das Problem, ob der Kohlensäuregehalt der Luft in der gegenwärtigen geologischen Periode im Zunehmen oder Fallen begriffen sei und zeigt, daß durch bloße Analysen der Luft diese Frage nicht entschieden werden könne, da derartige Analysen eine erst in den letzten Jahrzehnten erreichte Genauigkeit der Methoden erfordern. Es gestattet aber die vom Wasser aufgenommene Menge der Kohlensäure Rückschlüsse auf den früheren Kohlensäuregehalt der Luft, da sie unter sonst gleichen Umständen dem Mittelwert des atmosphärischen Kohlensäuregehalts proportional ist. Indessen tritt die Schwierigkeit auf, daß es zweifelhaft ist, welcher Teil von der insgesamt im Wasser vorhandenen Kohlensäure als freie und welcher Teil als gebundene Säure anzunehmen ist. Durch Vergleich des Kohlensäuregehalts von der über Seewasser befindlichen und der über Binnenland vorhandenen Atmosphäre glaubt aber Verf. eine Methode zur Lösung seines Problems gefunden zu haben. Wenn die „Seeluft“ mehr Kohlensäure enthält als die „Landluft“ so kann geschlossen werden, daß mehr Kohlensäure von dem Seewasser an die Atmosphäre abgegeben als aufgenommen wird, daß also der Kohlensäuregehalt der Atmosphäre allmählich zunehme. Leider zeigen die bisherigen Analysen der „Seeluft“ starke Differenzen, die auf Lokalschwankungen zurückzuführen sind, und die Analysen der „Landluft“ ebenso, indessen geht als wahrscheinlich hervor, daß die „Landluft“ reicher an Kohlensäure als die „Seeluft“ ist. [Dem Ref. scheint jedoch der hieraus gezogene Schluß, daß der Kohlensäuregehalt allmählich abnehme, nicht streng zu sein; es geht daraus nur hervor, daß andauernd Kohlensäure vom Meerwasser verbraucht wird (was sehr erklärlich ist, da viele Seetiere Kalk absondern), trotzdem kann aber die Landluft an Kohlensäure dauernd so stark zu-

nehmen, daß die (z. B. schon durch den Kohleverbrauch der Technik bedingte) andauernde Zunahme der Kohlensäure jene Abnahme übertrifft.]

Zum Schluß weist Verf. darauf hin, daß die Frage nach dem Kohlen säuregehalt der Luft für die Bestimmung des Alters der Erde Bedeutung besitzt. Wenn durch Ermittlung der jährlichen Denudationsgröße (oder der entgegengesetzten Wirkung, d. h. der Zunahme von Sedimenten) Schlüsse auf das Alter der Erde gezogen werden, so pflegt die Denudationsgröße als konstant angesehen zu werden, nun aber ist stark kohlen säurehaltiger Luft eine stärkere zersetzende Wirkung zuzuschreiben als schwach kohlen säurehaltiger Luft, so daß bei Schwankungen des Kohlen säuregehalts die Denudationsgröße als stark variierend zu betrachten ist.

E. Sommerfeldt.

H. Moissan: Sur la distillation du titane et sur la température du Soleil. (Compt. rend. 142. 673—677. 1906.)

MOISSAN brachte das schwer verdampfbare Titan im elektrischen Kohlenbogen zur Verdampfung, nachdem die Verdampfung anderer Elemente von hohem Siedepunkt wie Fe, U, W, Mo bereits früher gelungen war. Da die Temperatur des Kohlenbogens nach VIOLLE's Messungen etwa 3500° C beträgt, so wird die Temperatur der Sonnenoberfläche, in der ja Ti neben Fe, Cr, Mn, W etc. nachgewiesen ist, nicht niedriger sein, braucht aber auch andererseits jene Ziffer nicht zu übersteigen. Freilich könnte der herrschende hohe Druck den Siedepunkt erheblich verschieben. Die von WILSON ermittelte Sonnentemperatur von 6590° wird jedoch erheblich zu hoch sein, die von VIOLLE erhaltenen Werte, nämlich 2000—3000° werden der Wirklichkeit mehr entsprechen.

Johnsen.

J. Königsberger: Über die Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe durch Berge und Täler, Schichtstellung, durch fließendes Wasser und durch Wärme erzeugende Einlagerungen. (Eclog. geol. Helv. 9. 133—144. 1906.)

Bei Tunnelbauten hat sich gezeigt, daß die geothermische Tiefenstufe unter Bergen größer ist als unter Tälern und von der normalen (33 m) abweicht. Verf. stellt eine mathematische Theorie auf, nach der aus der Bergform und der geothermischen Tiefenstufe der Ebene die Temperatur für jeden Punkt unter Berg und Tal berechnet werden kann.

Er gibt eine Formel der Temperatur bei stationärer Wärmeleitung für einen Raum, der einerseits von einer Wellenfläche begrenzt ist, deren Profil eine Sinuskurve ist, die sich dem Bergprofil anschmiegt, andererseits von einer horizontalen isothermalen Fläche in der Tiefe.

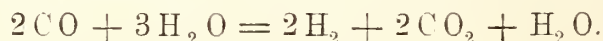
Die Berechnung zeigt nun, daß die geoisothermen Flächen unter Bergen weiter voneinander abstehen als unter Tälern, in beträchtlicher Tiefe aber Ebenen von konstanter Distanz sind.

Die Berechnung des Einflusses der Schichtstellung und der verschiedenen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine zeigt, daß derselbe sehr verschieden ist, je nachdem ein Gestein von bestimmter Leitfähigkeit von der Oberfläche in größere oder geringere Tiefen reicht. Je tiefer es hinabreicht, desto mehr ist der Temperaturgradient in ihm der normale. Daraus läßt sich für das Gotthardmassiv der Schluß ziehen, daß seine vertikale Schichtstellung sehr tief hinabreicht. Besitzen vertikal gestellte Schichten verschiedene Leitfähigkeit, so ist der Gradient in beiden trotzdem der gleiche, falls sie in sehr große Tiefe reichen.

Für Wärme erzeugende Einlagerungen läßt sich aus den Temperaturgradienten, die über der wärmenden Schicht sehr klein, darunter bald normal werden, die erzeugte Wärmemenge genau berechnen. Verf. hat an stark geschiefertem Gestein vom St. Gotthard die Wärmeleitfähigkeit parallel und senkrecht zur Schieferung bestimmt und die Achsen der Wärmeleitungsellipse $A_1 : A_2$ im Mittel, zu 1,25 im feuchten Zustande, dagegen zu über 1,5 im trockenem gefunden. **Preiswerk.**

A. Gautier: Action de l'oxyde de carbon, au rouge, sur le vapeur d'eau, et de l'hydrogène sur l'acide carbonique. Application de ces réactions à l'étude de phénomènes volcaniques. (Compt. rend. 142. 1382—1387. 1906.)

Verf. hat bereits gezeigt, daß Pulver von Granit, Porphy, Diabas etc., von 200° bis auf Rotglut erhitzt, 0,8—2% H_2O abgeben, das nun auf die übrige Gesteinsmasse einwirkt und eine beträchtliche Menge anderer Gase in Freiheit setzt; diese Gase sind diejenigen der vulkanischen Eruptionen: CO_2 , CO , H , N , etwas CH_4 , Spuren von Teerstoffen, manchmal H_2S und Spuren von NH_3 . GAUTIER will nun die Reaktionen dieser Gase studieren und wendet sich zunächst dem aus CO_2 und H oder aus CO und H_2O aufzubauenden System zu; es zeigt sich, daß bei 1200—1250° ein Gleichgewicht angestrebt wird derart, daß gleichviele Mol. H_2 und CO_2 vorhanden sind; H_2O im Überschuß verwendet, bleibt in entsprechendem Überschuß, z. B.:

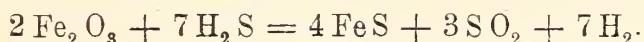


Johnsen.

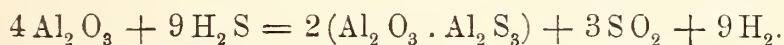
A. Gautier: Action de l'hydrogène sulfuré sur quelques oxydes métalliques et métalloïdiques. — Applications aux phénomènes volcaniques et aux eaux thermales. (Compt. rend. 143. 7—12. 1906.)

Schwefelwasserstoff ist nicht nur als Produkt vulkanischer Eruptionen nachgewiesen worden, sondern entsteht auch nach den Versuchen des Verf.'s in geringer Menge, wenn man Granit, Porphy etc. auf Rotglut erhitzt. Im übrigen bildet sich Schwefelwasserstoff, wenn Wasserdampf auf die rotglühenden Sulfide derjenigen Metalle trifft, die Wasser

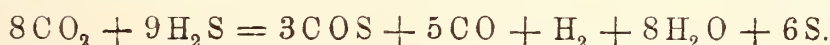
zersetzen. Auch vereinigen sich bei hoher Temperatur H und S zu H_2S . Es schien interessant, die Einwirkung von H_2S auf Fe_2O_3 , Al_2O_3 , H_2O , CO , CO_2 , SiO_2 zu studieren, mit denen er fraglos in größeren Erdtiefen in Berührung kommt. Die gegenseitige Einwirkung von H_2S und Fe_2O_3 bei Weißglut erzeugte kristallisiertes FeS ; die Analyse ergab übrigens $Fe = 64,57$, $S = 35,45$ statt $Fe = 63,63$, $S = 36,36$ [auch der Troilit besitzt oft einen kleinen Überschuß von Fe, während sich Magnetkies bekanntlich umgekehrt verhält. Ref.]; die Reaktion entspricht etwa folgender Formel:



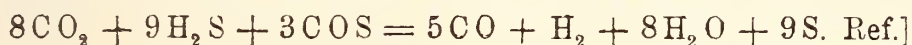
Die Einwirkung von H_2S auf H_2O ist bereits früher von GAUTIER studiert worden; es entsteht H_2SO_4 , H und sehr wenig SO_2 . H_2S und Al_2O_3 liefern Aluminiumoxysulfid nach folgender Gleichung:



H_2S und SiO_2 liefern SiS_2 sowie $SiO_2 \cdot SiS_2$. Die natürlichen Tonerdesilikate zersetzen sich partiell unter Bildung von $SiO_2 \cdot SiS_2$. H_2S und CO_2 verhalten sich in einem auf Weißglut erhitzten Porzellanrohr folgender Gleichung entsprechend:



[Statt der letzten Formel steht im Original folgendes:



Johnsen.

R. A. Daly: Abyssal Igneous Injection as a Causal Condition and as an Effect of Mountain-building. (Amer. Journ. of Sc. 172. 195—216. 3 Fig. 1906.)

Verf. schließt sich in seinen Vorstellungen von dem Innern der Erde an O. FISHER an und legt daher seinen Betrachtungen eine dünne feste Rinde von 25 miles Dicke zugrunde, die auf einem schmelzflüssigen, durch den gewaltigen Druck sehr zähflüssigen gabbroiden Magma ruht; in der festen Rinde unterscheidet er eine dünnere obere „shell of compression“ und eine dickere „shell of tension“, die voneinander durch den in der Tiefe von 5 miles angenommenen, mit der unteren Grenze der „zone of ready fracture“ nach VAN HISE nahezu zusammenfallenden „level of no-strain“ (die Kompensationsfläche) getrennt sind.

Körperliche Gezeiten und andere kosmische Einwirkungen in Verbindung mit ungleicher Beschaffenheit der Erdkruste gestatten ein Eindringen der schmelzflüssigen Masse in die shell of tension und bewirken hier eine Verdichtung der Massen in einem bestimmten Gebiet um die Injektionen; es findet ein Ausweichen der Substanz von der injizierten Masse aus statt, das sich am lebhaftesten unmittelbar über der Injektionszone geltend macht und ein Einsinken der Erdoberfläche, die Bildung einer Geosynklinale unmittelbar über der Kondensationszone zur Folge hat; der Prozeß wird verstärkt durch das Gewicht der sich in der Geosynklinale

absetzenden Sedimente. Durch Lockerung des Zusammenhanges an den Grenzen des zur Synklinale umgeformten Rindenstückes durch diese Bildung, durch Erweichung seiner Unterlage, durch Ansteigen der Geoisothermen, durch metasomatische Vorgänge in den das Rindenstück bildenden Gesteinen unterstützt und angeregt, beginnt dann in der shell of compression die Wirkung des während geologischer Zeiträume angesammelten einseitigen Druckes und mit ihm die Gebirgsbildung.

Das Nachlassen des Druckes infolge dieser Vorgänge in der äußeren Rindenschale gestattet dann dem Schmelzfluß, in der vom Verf. früher schon angenommenen Weise (dies. Jahrb. 1904. II. - 64—69-), durch „Aufstimmung“ in der äußeren Rindenschale emporzudringen und durch Einschmelzung gewaltiger Sedimentmassen und nachfolgende Differentiation die zentralen Granitmassen und die begleitenden vulkanischen Effusionen zu bilden.

Ein Eingehen auf die Voraussetzungen und Theorien des Verf.'s würde eine vollständige Übersetzung des Aufsatzes bedingen; es muß daher für alles weitere auf die Originalarbeit verwiesen werden.

Milch.

O. Fisher: A Suggested Cause of Changes of Level in the Earth's Crust. (Amer. Journ. of Sc. 171. 216—220. 1906.)

Die von SPENCER (dies. Jahrb. 1896. I. - 35-, 1901. II. - 292- etc.) und HULL auf beiden Seiten des Atlantischen Ozeans nachgewiesenen gewaltigen Verschiebungen des Niveaus von Festland und Meer, die im Pliocän und Altpleistocän eingetreten sind, versucht Verf. unter Annahme einer die feste Rinde unterlagernden schmelzflüssigen Masse durch die indirekte Wirkung von Konvektionsströmen im schmelzflüssigen Erdinnern zu erklären, die infolge der Abkühlung entstehen. Aufsteigende Massen, die sich an der Oberfläche ausbreiten, bedingen ein Abströmen höheren Materials, das die Isothermen herabdrückt; doch muß zu irgend einem Zeitpunkt an einer Stelle der Flüssigkeitssäule kühlere und daher schwerere Substanz vorhanden sein, als in den benachbarten Lagen des gleichen Niveaus vorhanden ist. Infolge ihrer größeren Schwere sinkt diese Masse zur Tiefe und hat neue aufsteigende Ströme im Gefolge — ganz ähnlich wäre der Kreislauf, wenn man mit abwärtssinkenden Strömen beginnt. Aufwärtssteigende Ströme bedingen Aufwölbungen, abwärtssteigende Vertiefungen an der Oberfläche der schmelzflüssigen Masse und beeinflussen die ganze Oberfläche der schmelzflüssigen Masse; an diesen Niveauveränderungen nimmt auch die auf dem Schmelzfluß schwimmende feste Kruste teil. Hebung einer Küstenpartie kann nur eine lokale Strandverschiebung hervorrufen, eine Senkung des Meeresbodens hingegen muß allenthalben ein Sinken des Meeresspiegels zur Folge haben, eine Erhebung des Bodens ein Ansteigen. In derartigen Vorgängen sucht Verf. die Ursache der gleichzeitigen großen Strandverschiebungen an allen Ufern des Meeres.

An einer anderen Stelle (dies. Jahrb. 1907. I. -374-) hat Verf. berechnet, daß unter Kontinenten, die große, sich nur wenig über den Meeresspiegel erhebende Landstrecken enthalten, die Dichte der unterlagernden Massen größer ist als unter den Ozeanen; da gegenwärtig die Kontinente derartige Verhältnisse aufweisen, nimmt er ein Sinken schmelzflüssiger Massen unter dem Festland und ein Anpressen aufwärtssteigender Ströme an die subozeanischen Krustenteile an, die durch das abwechselnde Steigen und Fallen dieser Ströme in gleichem Sinne beeinflußt werden.

Aufwärtssteigende Ströme, die auf den Kontinent einwirken, bewirken neben der erwähnten lokalen Strandverschiebung Aufwölbung ohne starke Schichtenzertrümmerung.

In einer Nachschrift betont Verf., daß Schweremessungen in Indien vom Jahre 1904 eine bedeutende Differenz gegenüber den 30 Jahre älteren Messungen an der gleichen Station (Dehra Dun) zeigen, die nicht durch Beobachtungsfehler erklärt werden können, sondern auf Veränderungen in dem Untergrund des Vorlandes des Himalaya und somit auf Bewegungen in dessen Unterlage zurückgeführt werden müssen. Milch.

E. Hammer: Einwägung von Festpunkten an der Linie Böblingen — Lustnau, Sommer 1902. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. **62**, 1906. 113—188. 14 Fig. Stuttgart 1906.)

Der Zweck des hier beschriebenen Nivellements ist der, an einer einzelnen Linie festzustellen, ob im Schollenland unserer Sedimentärgesteine dauernde vertikale Bodenbewegungen nicht ganz lokaler, sondern regionaler Art in nennenswerten und in kürzerer Zeit meßbaren Beträgen vorkommen. Verf. schlägt zur Erreichung des Zweckes die Wiederholung des Nivellements nach 5 Jahren vor, was hoffentlich im Interesse dieser wichtigen Frage im Jahre 1907 geschieht, denn seit 1904 ist Verf. nicht mehr Erdmessungskommissär und kann daher die Wiederholung des Nivellements nicht direkt anordnen.

Zur Ausführung des Planes wurde die Straße von Böblingen über Holzgerlingen, Schaichhof, Stelle, Bebenhausen nach Lustnau gewählt. Die Linie verläuft also durch den Schönbuch, wo gerade für zahlreiche Punkte starke Vertikalbewegungen (Aussichtsveränderungen) behauptet werden.

Die Auswahl der Höhenfestpunkte wurde so durchgeführt, daß sie möglichst nahe beieinander lagen, die Entfernungen schwanken zwischen 0,4—1,0 km, durchschnittlich betragen sie 700—800 m. Es wurden nun aber nicht einfache Punkte, sondern Punktepaare für die Messung gewählt, so daß zwei zu einem Paare gehörige Punkte nur 10—20 m oder weniger voneinander entfernt waren. Auf diese Weise erhielt man 66 Höhenfestpunkte.

Diese Punkte wurden als Spitzen von Stahlbolzen, die als Rostschutz oben vernickelt und in einen starken Betonklotz eingelassen sind, hergestellt. Ausgeführt wurde das Nivellement im Jahre 1902.

Es folgt eine genaue Beschreibung der verwendeten Instrumente, ihre Handhabung bei der Messung und die Berechnung der Resultate. Die Ergebnisse des Nivellements von 1902 werden dann in tabellarischer Übersicht zusammengestellt. Der mittlere einfache 1 km-Fehler ergab bei dem doppelten Nivellement: $M_{1,0} = \pm 0,75$ mm. Es wurde also eine Genauigkeit erreicht, wie sie Verf. angestrebt hat. Die mittleren Fehler der einzelnen Strecken sind abhängig von den Zielweiten, nicht aber von den Höhenunterschieden.

Eine kurze Zusammenfassung und einige Vorschläge und Wünsche, die bei dem folgenden Nivellement zu berücksichtigen wären, beschließen die Abhandlung.

Ew. Schütze.

W. v. Knebel: Über die Lavavulkane auf Island. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 58. -59—76-. 5 Fig. 1906.)

Als charakteristisch für den isländischen Vulkanismus hebt Verf. neben der Großartigkeit das Überwiegen magmatischer Ergüsse über die vulkanischen Explosionsprodukte hervor; unter den Lavavulkanen unterscheidet er die schildförmigen Lavavulkane und die Lavadeckenergüsse.

Die schildförmigen Lavavulkane sind durch bedeutende Basisfläche bei relativ geringer Höhe ausgezeichnet; der als Beispiel geschilderte Skjaldbreid zeigt die Gestalt eines Schildes, ist durchaus regelmäßig flach kegelförmig; seine Gehänge fallen durchschnittlich um etwa 3° nach allen Seiten ab, seine Basis hat 12 km Durchmesser, seine relative Höhe 330 m. Die gesamte Masse ist etwa 12 cbkm (das 360fache der Masse des Hohentwiels). Die gesamte Masse von 600 000 Millionen Zentner ist völlig ruhig ohne explosive Begleiterscheinungen von den vulkanischen Kräften gefördert worden. Im Gegensatz zu THORODDSEN, der diesen Berg durch eine große Anzahl von Ergüssen aufgebaut annahm, gelangt Verf. zu der Überzeugung, daß ein einziger gewaltiger Lavaausbruch die ganze Masse zutage gefördert hat; gegen die Annahme eines Aufbaus aus einzelnen Ergüssen spricht die gleichförmige Oberflächen-gestaltung der gesamten Masse, die von Tausenden von Lavahügeln und Höckern bedeckt ist, und die oft sehr dünnbankige Schichtung der Lava, die gelegentlich zu Bänken von einigen Zentimetern herabsinkt. Die Schichtung der einheitlichen Lavamasse erklärt Verf. durch Bewegungen, die nach der Effusion unter der bereits verfestigten Erstarrungskruste in dem noch flüssigen Teil vor sich gingen, aber an den sich abkühlenden Außenflächen durch die Erstarrung des Magmas gehemmt wurden.

Durch Hervorbrechen dieses tieferen, noch lange beweglichen Magmas an den Flanken oder der Basis entstehen Hohlräume im Innern des Vulkans, die zum Einbrechen der Decke und somit zur Bildung von Einbruchskesseln führen, die sich bisweilen in größerer Zahl an einem Lavavulkan finden. Auf analoge Erscheinungen führt Verf. die von THORODDSEN als Kratere beschriebenen Vertiefungen auf den Gipfeln

nahezu aller Lavavulkane zurück; ihre zentrale Lage läßt auf ein Zurück-sinken von Magma in dem Erosionsschacht oder auf Hohlräume, die durch Kontraktion des Magmas entstanden sind, schließen. Die Größe dieser Einsturzkessel schwankt: es wurden Durchmesser von weniger als 300 m bis zu 1000 m beobachtet, ihre Dimensionen scheinen mit der Masse des Lavavulkans in keiner Beziehung zu stehen.

Die zweite Form der Lavavulkane, die Lavadeckenergüsse, sind viel häufiger; das flache Ausbreiten der austretenden Lava wird auf die gewöhnlich weit unbedeutendere Lavamasse, seinen dünnflüssigeren Zustand und auf den Umstand zurückgeführt, daß die meisten nicht einer einzigen Eruptionstelle, wie die schildförmigen Lavavulkane, sondern einer ganzen sich öffnenden Spalte ihre Entstehung verdanken.

Durch Scharung der Deckenergüsse entstehen die bekannten gewaltigen Lavafelder, von denen Verf. das Lavafeld von Reykjanes im SW. der Insel von 2300 qkm Areal und etwa 100 cbkm Masse spezieller untersucht hat. Besonderes Gewicht legt er darauf, daß nach den Angaben von THORODDSEN sich wiederholt in der Nachbarschaft einer vulkanischen Spalte eine neue gebildet habe, welche einem neuen Erguß zum Austritt gedient hat; eine derartige Spalte ist einer präexistierenden Spalte gerade entgegengesetzt, da sich ihrer der Vulkanismus nicht bedient hat, sondern er sie erst geschaffen hat. „Der Vulkanismus ist in solchem Fall nicht tektonisch bestimmt, sondern im Gegenteil tektonisch bestimmend.“ Verf. kommt zu dem Ergebnis, daß „auf Island sowohl Vulkanergüsse mit präexistierenden, als auch solche ohne präexistierende Spalten“ vorkommen. Ein Teil der Deckenlavaergüsse scheint übrigens überhaupt nicht von Spalten ausgegangen zu sein.

Der Untergrund der Vulkane Islands wird von einem aus Hunderten von Basaltdecken bestehenden Tafelland aufgebaut, einem Teil der tertiären regionalen Basaltformation A. GEIKIE'S; die Mächtigkeit des sichtbaren Teils dieser Masse wird zu 1000—4000 m berechnet, die gesamte Masse ist zweifellos viel mächtiger. Die auf diesem Tafelland ruhende diluviale Tuff-(Palagonit)Formation zeigt nach der Natur der mitgerissenen Brocken etc., daß der Vulkanismus nirgends Gesteine zutage gefördert hat, „welche bewiesenermaßen einer tieferen Zone entstammen als der Basaltformation. Wir glauben darum den Sitz des isländischen Vulkanismus in den tieferen Zonen der dortigen regionalen Basaltformation und nicht in noch größerer Tiefe suchen zu müssen“. Verf. vergleicht die Beziehungen der jüngsten gewaltigen Lavavulkane zu der regionalen Basaltformation mit dem Verhalten der Hornitos zu dem Lavastrom, auf dem sie aufsitzen, d. h. die Vulkane Islands wurzeln (im Sinne STÜBEL'S) in der nordatlantischen Tertiärpanzerung, welche die bis in die Jetztzeit tätigen vulkanischen Herde enthält. Es ist klar, daß diese Erklärungsweise jede Beziehung der Vulkane zu der Tektonik des tieferen (prätertiären) Untergrundes ausschließt.

Während wohl allgemein die tektonischen Kräfte unter dem Gesetz der Isostasie stehen, lehrt die Untersuchung der vulkanischen Inseln, daß die vulkanischen Kräfte der Isostasie widersprechen, also den tektonischen entgegenarbeiten und somit ihre Selbständigkeit gegenüber der Tektonik im weiteren Sinne erweisen.

Milch.

R. Michael: Beobachtungen während des Vesuvausbruches im April 1906. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **58**. -121—143-. 7 Fig. 1906.)

E. Philippi: Einige Bemerkungen über seine Beobachtungen am Vesuv im April 1906. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **58**. -143—151-. 7 Fig. 1906.)

Für die Beobachtung der Vulkaneruptionen traf es sich sehr glücklich, daß zahlreiche Geologen Augenzeugen der großen Eruption des Vesuvs im April 1906 sein durften resp. kurz nach den Haupteruptionen im Gebiet eintrafen.

I. Die Beobachtungen R. MICHAEL's, der schon vor Beginn der Eruption am Vesuv sich aufhielt und bis nach Ablauf des Vorganges im Gebiet blieb, sind wegen der objektiven Beobachtungen im Gegensatz zu den Zeitungsnachrichten sehr wichtig, ebenso wegen der vor, während und nach der Eruption aufgenommenen Photographien. Für die Daten über den Verlauf der Ereignisse muß auf das Original verwiesen werden; hervorgehoben sei die festgestellte Ungleichmäßigkeit der Vorwärtsbewegung eines fließenden Lavastroms, der in der Nähe der Boccha in dem geneigten Gelände so rasch erfolgte, daß Verf. mit dem glühenden Lavastrom kaum Schritt halten konnte, während an anderen Stellen mehr unterhalb oft mehr als 1 Minute zum Vorwärtsschreiten um 1 m erforderlich war. Ferner betont Verf. die verschiedene Mächtigkeit des sich unter lautem Klirren fortbewegenden Lavastroms: während er durchschnittlich 3—4 m mächtig war, wurden inmitten des Glutbreis, dessen Oberfläche sich stetig auf- und abwärts bewegte, größere Blöcke gewälzt, die 6—8 m, in einem Falle sogar 14 m Höhe erreichten und die wenige Meter abwärts wieder zerschmolzen.

Die Höhe der Pinie konnte Verf. am 8. April von Capri aus auf photographischem Wege ziemlich genau auf 5000—6000 m über dem Vesuvkegel feststellen; höhere Lage hat er nicht beobachtet.

Die Untersuchung der Eruptionsprodukte durch FINCKH ergab ihre Natur als normale Leucittephrite und -basanite; in einem Schlackenstück fand sich neben dem normalen tiefgrünen Titanaugit noch ein farbloser Augit mit sehr deutlicher Spaltbarkeit und großem Auslöschungswinkel.

Veränderung durch vulkanische Gase ist vielfach zu beobachten; auffallend ist, daß die Aschen gegen Schluß der Eruption heller,

z. T. weiß gefärbt erscheinen, was vielleicht auf ein Einsetzen der Einwirkung der Gase erst gegen Schluß der Eruption zurückzuführen ist.

II. E. PHILIPPI, der erst nach der Eruption eintraf, beobachtete an dem 2—5 m mächtigen Lavastrom von Boscotrecase 8 Tage nach seinem Ausbruch noch lebhaft Gasexhalationen, neben Schwefelverbindungen und Salzsäuredämpfen dem Geruch nach wohl auch Arsen, und stellte die sehr geringfügigen Brandwirkungen des Lavastroms in seinen unteren Teilen fest. Im ganzen scheint es sich um drei Ströme zu handeln, deren Bocchen ziemlich nahe nebeneinander in einer Seehöhe von 750—800 m liegen. Im Gegensatz zur herrschenden Ansicht, die die Erniedrigung des Vesuvkegels auf Einsturz zurückführt, sucht Verf. die Ursache der Zerstörung des obersten Kegels in Explosionen.

Beide Verf. stimmen darin überein, daß das Charakteristikum dieser Eruption das starke Überwiegen der Aschenproduktion gegenüber der Ausstoßung der Lava war. Hierdurch und durch die außerordentliche Ergiebigkeit der zu den allergrößten Vesuvausbrüchen zu zählenden Eruption erinnert sie an den Ausbruch des Jahres 79; nach Ansicht von MICHAEL wäre auch dieser Ausbruch in seinen Folgen viel furchtbarer geworden, als es tatsächlich der Fall war, wenn, wie im Jahre 79, gleichzeitige Regengüsse die leichtfließenden Aschen in Schlammströme verwandelt hätten.

Milch.

F. v. Wolff: Über das physikalische Verhalten des vulkanischen Magmas. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 58. -185—195-. 1906.)

Verf. gibt zunächst eine Übersicht über die durch die Untersuchungen von BARUS, DOELTER, VOGT und besonders TAMMANN gewonnenen Vorstellungen von dem Verhalten der Silikatschmelzflüsse, besonders in ihren Beziehungen zu den aus ihnen durch Kristallisation und Erstarrung hervorgehenden Gebilden. Durch Anwendung des TAMMANN'schen Satzes vom Gebundensein des maximalen Schmelzpunkts an bestimmte Drucke — bei höheren Drucken sinkt der Schmelzpunkt wieder — kommt er zur Vorstellung von zwei Kristallisationszonen für jedes Magma: in der höheren Zone mit kleineren Drucken erfolgt die Kristallisation unter Volumenkontraktion, in der tieferen Zone unter Volumendilatation; beide Zonen werden durch das Gebiet des maximalen Schmelzpunktes getrennt. „Wenn man daher im STÜBEL'schen Sinn von einer ‚vulkanischen Kraft‘ reden darf, so ist ihr Sitz nur in der zweiten Zone der Kristallisation unter Dilatation oberhalb des maximalen Schmelzpunktes in dem Kristallisationsdruck zu suchen. Für diese Zone treffen die Voraussetzungen der STÜBEL'schen Theorie zu.“ Diesen Kristallisationsdruck könnte man auch für viele tektonische Vorgänge der äußeren Kruste mit verantwortlich machen; hierfür könnte man auch die durch neuere

Untersuchungen berechnete tiefere Lage des Zentrums mancher Erdbeben anführen (Erdbeben von Charlestown im Jahre 1886 auf 107—120 km berechnet).

Somit besitzt das vulkanische Magma aus der ersten Zone keine eigene vulkanische Kraft; seine Ausbrüche sind abhängig von tektonischen Linien — das Magma der zweiten Zone besitzt eigene Kraft, sich einen Ausweg zu bahnen, seine Ausbruchspunkte können unabhängig von tektonischen Linien sein. **Milch.**

M. Baratta: Il grande terremoto Calabrio dell' 8 settembre 1905. (Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa. 1906. 57—80.)

Am 8. September 1905 2 $\frac{3}{4}$ Uhr p. m. trat in Kalabrien ein heftiges Beben ein, das besonders Monteleone Calabro und Umgebung betraf. Verf. hat die Folgen dieses Stoßes genauer in Monteleone studiert und kommt zu dem Resultat, daß an den Verheerungen die schlechte Bauart und die mangelhafte Fundamentierung auf unzusammenhängendem Untergrunde schuld sind. Es muß ein polyzentrisches Beben gewesen sein; ein Zentrum mit vertikalem Stoß lag unter Monteleone, ein zweites bei Ajello-Martinano und wahrscheinlich ein drittes in dem Streifen Montalto Uffugo-Rende.

Deecke.

E. A. Martel: Sur le grand cañon du Verdon (Basses-Alpes), son âge et sa formation. (Compt. rend. 142. 605—608. 1906.)

Verf. untersuchte im Sommer 1905 den großen Cañon des Verdon zwischen Rougon und Aiguines (Basses-Alpes), der mehr als irgend eine andere europäische Schlucht den typischen amerikanischen Cañons gleicht. Die Höhe der Wände variiert zwischen 300 und 700 m. die Breite beträgt stellenweise weniger als 10 m; der Fluß hat ein Gefälle von 7,3 m pro 1 km. Im übrigen stellt die Schlucht ein ganzes Museum mechanischer, physikalischer und chemischer Wirkungen dar. Der Fluß verschwindet nicht nur stellenweise unter dem Erosionsschutt, sondern auch zuweilen unter anstehendem Gestein.

Johnsen.

E. A. Martel: Sur la rapidité de l'érosion torrentielle. (Compt. rend. 142. 1447—1449. 1906.)

Verf. teilte kürzlich mit, daß der große Cañon des Verdon sehr jungen Alters zu sein scheint und sich noch rapide weiterbildet. Seit längerer Zeit hat Verf. auch die Erosion des z. T. unter der Erdoberfläche fließenden Baches Bramabiau (Gard) mehrfach beobachtet und 1906 am Ausgang der Höhle, aus welcher der Bach hervortritt, wiederum starke Veränderungen festgestellt, die sich seit dem vorhergehenden Besuch, d. i. 1900, vollzogen. Es dürfte wissenschaftlich

und auch industriell von Nutzen sein, an solchen Stellen starker Flußerosion die letztere kontinuierlich oder doch periodisch zu beobachten und photographische Aufnahmen zu machen, wie es doch hinsichtlich der Gletscherbewegungen bereits seit längerer Zeit geschieht. **Johnsen.**

De Lamothe: Les terrasses de la vallée du Rhône en aval de Lyon. (Compt. rend. 142. 1103—1105. 1906.)

Verf. beobachtete im Rhônetal unterhalb Lyon eine Reihe von Flußterrassen, die mit den vom Verf. in Algerien entdeckten zu parallelisieren sind; letztere wiederum wurden seinerzeit als denjenigen von Valencia, Basel und Haute-Moselle äquivalent nachgewiesen. Die relativen Höhen waren mit genügender Genauigkeit festzustellen. Da SEVASTOS und SCHAFFER auch im Donautal die algerischen Terrassen wiedergefunden haben, so darf man schließen, daß die Niveauänderungen von der älteren Pliocänzeit an in der ganzen Ausdehnung des mittelländischen Meeres die gleichen waren und daß die Terrassenbildungen lediglich an solche Niveauschwankungen gebunden sind und daher als vollkommen unabhängig von den Gletscheroscillationen betrachtet werden müssen. **Johnsen.**

E. M. Martel: Sur le défaut d'étanchéité des zones imperméables dans les sous-sols calcaires. (Compt. rend. 143. 472—474. 1906.)

MARTEL gelangt auf Grund von Untersuchungen in den Alpen und anderen Gebieten zu dem Schluß, daß Gebiete mit mergeligem Untergrund keineswegs vollkommen wasserundurchlässig sind, sondern — wenn auch mangelhafte — Filter darstellen; das längs Spalten und Klüften in die Tiefe sickernde Tagewasser führt Nitrate, organische Substanzen, Mikroben etc. mit sich, tritt im Niveau des Talwegs wieder hervor und liefert an Stelle der fehlenden echten Quellen ein krankheitserregendes Trinkwasser. Künstliche Filtration oder Sterilisation ist in solchen Gegenden eine unumgängliche Notwendigkeit. **Johnsen.**

T. Christen: Die Geschiebeführung der Flußläufe. Ein Beitrag zur Dynamik der Sinkstoffe. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 4—8. 1906.)

Verf. wirft die Frage auf, wann sich ein Gewässer im Gleichgewichtszustande befinde. Er unterscheidet zwei Gleichgewichtszustände, von denen der erstere sich auf den Augenblick bezieht und lediglich bezüglich der sogen. Rauigkeit eine Rolle spielt, der zweite aber sich sowohl auf den momentanen Zustand wie auch auf eine längere Reihe von Jahren beziehen kann:

1. Das Gleichgewicht zwischen Schubkraft und Geschiebewiderstand, welches dann vorhanden ist, wenn die Geschiebeordnung und der Transport der Geschiebe sich der Schubkraft angepaßt haben. Dies ist nicht der Fall bei Beginn eines Hochwassers und einer Niederwasserperiode;

2. das Gleichgewicht gegenüber Erhöhung oder Abtragung. Dieses wird einzig bedingt durch den verschiedenen Gehalt an Geschieben im oberen und unteren Teil einer Strecke. Meist findet Auftrag statt, da die Schubkraft im allgemeinen von oben nach unten abnimmt. Erosion kann nur da stattfinden, wo das herbeiströmende Wasser geschiebearm ist, wie unmittelbar unterhalb gut beraster oder bewaldeter Einzugsgebiete, oder in solchen Flußstrecken, wo bei gleichmäßigem Gefälle die Breite ab- oder bei gleicher Breite das Gefälle zunimmt, sowie an aus Seen austretenden Gewässern und unterhalb größerer geschiebearmer Zuflüsse.

A. Sachs.

F. L. Ransome: The Directions of Movement and the Nomenclature of Faults. (Econ. Geol. 1. 777—787, 1906.)

Verf. will eine neue Klassifikation und Nomenklatur der Verwerfungen anregen.

O. Stutzer.

Petrographie.

A. Harker: The Geological Structure of the Sgurr of Eig. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 62. 40—69, Pl. III u. IV. 1906.)

Die tertiären Eruptivgesteine der inneren Hebriden an der schottischen Küste sind seit MACULLOCH's Zeiten Gegenstand zahlreicher Untersuchungen gewesen, unter denen besonders A. GEIKIE's und JUDD's Arbeiten bekannt geworden sind. Die geologische Kartierung in großem Maßstabe zeigt aber jetzt, daß eine Anzahl von Vorstellungen, die bis vor kurzem allgemein anerkannt wurden, verlassen werden müssen. Das gilt in erster Linie von dem Mengenverhältnis von echten effusiven Lavamassen und intrusiven Lagergängen. Die Basaltplateaus der inneren Hebriden bestehen aus einer oft außerordentlich eintönigen Folge von Lagen basischer Gesteine, die alle zusammen Mächtigkeiten von gelegentlich bis 3000 Fuß erreichen, während die Einzellagen etwa von 2 m bis zu 100 Fuß Dicke schwanken. Die Gesteine, die sie bilden, gehören im wesentlichen zwei Gruppen an, die Verf. als Basalte und Dolerite unterscheidet. Die Basalte sind gewöhnlich blasig entwickelt und verwittern rasch. Die Dolerite erhalten sich viel besser und bilden die Vorsprünge der Felslandschaft, während die Basalte meist unter jungen Ablagerungen oder Torf versteckt sind. Die Dolerite zeigen ausgesprochene vertikale Klüftung, manchmal regelmäßig säulenförmige Ablagerung. Sie haben entschieden gröberes Korn als die Basalte. Ihre Mikrostruktur ist typisch ophitisch. Ihre Gesamtmächtigkeit ist der der Basalte, mit denen sie alternieren, wenigstens gleich. Ja, landschaftlich treten sie viel stärker hervor als jene.

Bisher hat man nun beide Gesteinsgruppen fast ausschließlich als Lavaströme und Decken angesehen. Verf. aber hat schon früher zu zeigen versucht und bemüht sich in dieser Arbeit auf Grund neuer Beobachtungen wieder zu zeigen, daß die Dolerite jüngere, nachträglich in die effusiven Basalte eingedrungene Lagergänge sind (intrusive sills). Sie verändern nämlich gelegentlich ihr Niveau innerhalb der Basalte. Höhere und niedrigere Lagen vereinigen sich miteinander oder, was dasselbe sagt, einheitliche Lagen spalten sich. Dazu kommen noch eine ganze Reihe von anderen Gründen, von denen hier nur noch zwei erwähnt seien. In den vulkanischen Agglomeraten, welche in dem Basaltkomplex hauptsächlich an der Basis, aber auch in höheren Horizonten auftreten, finden sich außer Basalt zwar noch Stücke präexistierender Sedimente, niemals aber Dolerite. Dasselbe gilt auch von den fluviatilen Ablagerungen, die auf Skye, Canna, Rum und Mull dem Basaltkomplex eingeschaltet sind. Der zweite Grund ist die horizontale Verteilung der Dolerite auf Skye. Die plutonischen Intrusionen von Peridotiten, Gabbros, Graniten, welche das zentrale Berggebiet der Insel zusammensetzen, sind von einem Kontakthof umgeben, in welchem die Basalte deutliche Veränderungen erfahren haben. Die Doleritlagen aber keilen sich gegen die plutonischen Massen hin aus und treten in die Kontaktzone überhaupt nicht mehr ein. In dem Berggebiet selbst umschließen Gabbro und Granit viele Basaltschollen von z. T. erheblicher Größe. Dolerit ist niemals in solchen Schollen gefunden worden. So kann man in den inneren Hebriden drei sukzessive Phasen eruptiver Tätigkeit unterscheiden: 1. die der vulkanischen Ausbrüche, 2. die der plutonischen Intrusionen, 3. die der geringeren Intrusionen von hypabyssischem Charakter. In dieser dritten Phase bilden die Doleritlagergänge den ersten Akt der Tätigkeit.

Der geologische Bau der Insel Eigg ist schon lange bekannt. Die im nördlichen Teil der Insel auftretenden jurassischen Bildungen befinden sich im südlichen Teile bereits unter dem Meeresniveau, und hier bilden nun die Basalte und Dolerite zusammen einen „terrassierten Abhang“, der in dem landschaftlich und geologisch berühmten Sgùrr of Eigg seinen höchsten Punkt erreicht. Dieser Berg, von dem zwei vorzügliche Bilder der Arbeit beigegeben sind, besteht aus einem langgestreckten, steil abfallenden Rücken, dessen Gipfel sich 1289 Fuß über das Meer erhebt. Die oberste, bis 400 Fuß dicke Lage wird von dem bekannten, regelmäßig säulenförmig abgesonderten Pechstein-Porphyr gebildet.

Ein Schwarzkärtchen im Maßstabe von 2 Zoll zu einer englischen Meile und ein Profil zeigen, daß der Pechstein auf seiner Basalt-Dolerit-Unterlage diskordant ruht und die einzelnen Basaltlavaströme und Doleritlagergänge unter spitzem Winkel abschneidet. Aber auch aus anderen Gründen muß er jünger als diese sein. So hören Basaltgänge an dem Pechstein unvermittelt auf. Verwerfungen, welche die Basalte und Dolerite dislozieren, beeinflussen den Pechstein nicht.

A. GEIKIE hat nun 1865 die Lagerungsverhältnisse durch die Annahme erklärt, daß der Pechstein als Lavaström oder ein System von Lavaströmen

über eine erodierte Landoberfläche von Dolerit und Basalt weggeflossen sei und dabei ein tertiäres Tal ausgefüllt habe. Diese GEIKIE'sche Hypothese ist dann 40 Jahre lang allgemein anerkannt worden.

Die genaue Kartierung ergab jetzt eine Reihe von Beobachtungen, die den Verf. veranlassen, eine neue Hypothese aufzustellen, nämlich die, daß der Pechstein in das ursprünglich sehr viel mächtigere Basalt-Dolerit-System als ein flacher Intrusivgang eingedrungen sei.

Von den Gründen, die dafür angeführt werden und die hier nur kurz erwähnt werden können, sind die folgenden die wichtigsten.

Die Form der Unterfläche des Pechsteines entspricht nicht der GEIKIE'schen Annahme eines alten Tales. Die an zwei Stellen unter dem Pechstein auftretenden grobklastischen Ablagerungen sind nicht, wie GEIKIE glaubte, fluviatilen Ursprunges, sondern vulkanische Explosionsbreccien. Die an der zweiten Stelle in der Breccie auftretenden fossilen Hölzer, die z. T. auch noch zusammen mit anderen Gesteinsstücken der Breccie von der untersten Lage des Pechsteines eingeschlossen wurden, haben nicht das Alter des Pechsteines, wie GEIKIE natürlich voraussetzen mußte. Sie sind vielmehr älter, jedenfalls prädoleritisch, vielleicht, ja nach den Untersuchungen SEWARD's sogar wahrscheinlich, z. T. jurassisch.

Auch die in dem Pechstein auftretenden und an der Basis annähernd parallelen Lagen von Felsit hält Verf. für bald nach der Intrusion der Hauptmasse erfolgte intrusive Nachschübe, deren Material dem Pechstein nahe verwandt ist und stellenweise allmählich in ihn übergeht.

Es darf nicht unerwähnt bleiben, daß A. GEIKIE in der Diskussion seinen alten Standpunkt gegen den Verf. verteidigte und auch nicht zugibt, daß in dem Basalt-Doleritsystem intrusive Lagergänge eine so große Rolle spielen, wie HARKER annimmt.

Wilhelm Salomon.

R. H. Rastall: The Buttermere and Ennerdale Granophyre. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 62. 253—274. Pl. XXVII—XXVIII. 1906.)

Die mit einem Schwarzkärtchen im Maßstabe von 1 inch zu 2 Meilen ausgestattete Arbeit beschreibt eingehend das geologische Auftreten und die petrographische Beschaffenheit einiger Tiefengesteinsmassive im englischen Seendistrikt. Es sind dort hauptsächlich zwei größere Massen vorhanden, die von Wastwater und die Buttermere-Ennerdale-Masse. Sie werden vom Verf. als Lakkolithen bezeichnet, obwohl ihre Begrenzung recht unregelmäßig ist. Es wird aber gezeigt, daß die Unregelmäßigkeiten zu einem erheblichen Teile von späteren Dislokationen herrühren.

Die Gesteine, welche die Massive zusammensetzen, sind im großen und ganzen ziemlich gleichförmig entwickelt. Das Hauptgestein besteht aus Quarz, einem dem Oligoklas nahe stehenden Plagioklas mit etwas Orthoklas und Perthit und wenig Biotit bezw. Augit. Diese Gemengteile

treten an den Rändern in normal granitisch-körnigem Gefüge auf. Geht man aber von den Rändern gegen die Mitte hin, so stellt sich meist sehr bald eine ausgesprochen granophyrische Verwachsung von Feldspat und Quarz ein, so daß Verf. das Gestein geradezu als „Granophyre“ bezeichnet. Er weist indessen selbst darauf hin, daß es mineralogisch und chemisch den Tonaliten nahe steht, sich freilich aber wieder durch höheren Kieselsäuregehalt¹ den Graniten nähert.

Der Intrusion dieses Kerngesteins gingen unbedeutendere Intrusionen basischerer Massen voraus, die als „Dolerite“ und „Quarzdolerite“ bezeichnet werden und jetzt randlich liegen. An einer Stelle ist durch Nachdringen des sauren Kerngesteins in die noch heißen und vielleicht teilweise sogar noch flüssigen basischen Vorläufer eine sonderbare Mischung entstanden.

Über das Verhältnis des Granophyrs zu dem in derselben Gegend auftretenden Eskdale-Granit wurde noch kein weiteres Ergebnis erzielt.

Was das Alter der Intrusion betrifft, so sind die von dem Buttermere-Lakkolithen metamorphosierten Skiddaw-Tonschiefer an einer bestimmten Stelle auf der Nordseite des Massivs von der sonst in ihnen verbreiteten Transversalschieferung verschont geblieben. Da die letztere durch die caledonischen Krustenbewegungen erzeugt ist und ihr lokales Fehlen nur durch das Vorhandensein des Lakkolithen erklärbar sein soll, so muß die Intrusion älter als die genannten Dislokationen sein.

Am meisten dürfte in petrographischer Hinsicht die eingehende Beschreibung der granophyrischen Struktur und die Diskussion über die Ursachen ihrer Entstehung interessieren. Verf. ist der Meinung, daß für ihre Bildung nicht bloß eutektische Mischung, sondern auch der Druck bedeutsam ist und daß dieser letztere nicht so groß sein darf wie in den normalen Tiefengesteinen, damit die Struktur entstehe. — In der Diskussion wurde darauf hingewiesen, daß nach VOGT's Untersuchungen dem Druck eine solche Bedeutung nicht zugeschrieben werden kann. Es ist aber für das untersuchte Massiv in der Tat wahrscheinlich, daß es hypabyssisch erstarrte.

Wilhelm Salomon.

T. C. Cantrill and H. H. Thomas: On the Igneous and Associated Sedimentary Rocks of Llangynog (Caermarthenshire). (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 62. 223—252. Pl. XXIII—XXVI. 1906.)

Die Arbeit ist mit einem geologischen Schwarzkärtchen im Maßstabe von 3 inches zu einer mile und mit einigen Profilen und Mikrophotographien ausgestattet. Sie behandelt die Sedimente und Eruptivgesteine des im Titel genannten Gebietes im südwestlichen Wales. Die Sedimente bestehen aus den in der folgenden Tabelle aufgeführten Abteilungen:

¹ 71,5 % nach CLIFTON WARD.

| | | |
|--|---|--|
| Unterer Old red Sandstone | } | Rote Mergel und Sandsteine; mit einer Abteilung, die aus grünen Mergeln und „cornstones“ (? Knollenkalken), Sandsteinen und Konglomeraten an der Basis besteht. |
| Untersilur = Ordo- vici- um (Arenig) | } | <i>Didymograptus bifidus</i> -Schichten. Blauschwarze Tonschiefer mit einer oder mehreren dicken Lagen von Sandstein (<i>Bifidus</i> -grits) an der Basis. Graptolithen des <i>D. bifidus</i> -Typus charakteristisch. <i>Tetragraptus</i> -Schichten. Schwarze und „tuff“ (braungelbe) Tonschiefer, oft irideszierend und eisenfleckig, mit zwischengeschalteten dünnen Sandsteinlagen. Dicke Lagen von aschgrauem Sandstein und Konglomerat (<i>Tetragraptus</i> -grits) an der Basis. In den Schiefen <i>Tetragraptus</i> und einige hornschalige Brachiopoden. <i>Didymograptus bifidus</i> fehlt. Im Sandstein gelegentlich <i>Orthis</i> . |

Die untersilurischen Ablagerungen sind vor der Bildung des Old red disloziert worden. Sie werden von dem Old red diskordant überlagert und bilden zwei Hauptantiklinalen, die ihre Entstehung den Prae-Old red-Bewegungen verdanken. Nach der Ablagerung des Old red ist dann das ganze System noch einmal disloziert worden, und zwar verworfen und gefaltet.

Die Erstarrungsgesteine kommen in drei Arealen, nämlich bei Coomb, bei Capel Bethesda und bei Lambstone vor, die indessen sämtlich zu derselben petrographischen Provinz gehören. Ihre Altersfolge ist: 1. „Augitandesite“. 2. „Rhyolithe“. 3. „Augitandesite“ mit etwas „Hornblendandesit“. 4. Intrusionen von Diabas und Porphyrit. Die ersten 3 Gruppen sind vulkanischer Entstehung und mit den älteren Schichten der *Tetragraptus*-Abteilung altersgleich. Die vierte, intrusive Gesteinsgruppe ist in die vulkanischen Gesteine und in die *Tetragraptus*-Schichten eingedrungen.

Wilhelm Salomon.

A. Lacroix: Sur les facies de variation de certaines syénites néphéliniques des îles de Los. (Compt. rend. 142. 681—686. 1906.)

Verf. studierte kürzlich eingehender die bereits kurz erwähnten Nephelinsyenite der Los-Inseln. Es handelt sich um recht seltene Gesteinstypen sowie Gesteinskomponenten. Was die Insel Ruma betrifft, so treten einmal normale leukokrate Nephelinsyenite auf mit Lâvenit, Astrophyllit, Ägirin und oft Arfvedsonit. Die Struktur ist foyaitisch, Nephelin und Sodalith erfüllen die Zwischenräume der Alkalifeldspate und sind manchmal durch roten Eudialyt ersetzt. Letzterer ist im Dünnschliff rötlich, randlich sowie um Einschlüsse stärker gefärbt; stärkere Absorption der // ϵ schwingenden Strahlen, schichtenweise opt. + und opt. —; öfters in Katapleit übergegangen so wie es Ussing an grönländischen Gesteinen und Verf. an solchen von Madagaskar beschrieb. Der Katapleit ist öfters von Flußspat begleitet. Außer pegmatitischer

Fazies, die durch Kornvergrößerung und Auftreten gewisser Minerale veranlaßt ist, tritt eine Fazies (I) in Flecken und unregelmäßigen Zügen mit verschwommenen Grenzen auf und eine zweite (II) in Gängen mit scharfen Grenzen; (I) entweder dicht und dunkler als das normale Gestein, die Feldspate taflicher, ophitisch oder poikilitisch, mit Ägirin, Arfvedsonit, Astrophyllit, Låvenit; oder annähernd von der Zusammensetzung des normalen Gesteins, aber mit reichlicherem Sodalith von honiggelber Farbe und dodekaedrischer Teilbarkeit. (II). Auf der Nordseite der Insel tritt inmitten des normalen Syenites ein Zug von schwarzgrünem, gebändertem Gestein mit zahlreichen Ägirinnädelchen auf, an die sich Astrophyllitblättchen und stellenweise dunkelrote Eudialyte schmiegen; seltener entsteht durch große Nepheline oder auch Arfvedsonite eine porphyrische Struktur. Dieses Gestein gehört zum Lujaurit-Typus, der bisher nur auf Kola und auf Grönland angetroffen wurde.

Analysen: a = feldspatreicher Pegmatit, b = feinkörniger Normaltypus, c = derselbe mit größeren Komponenten, d = Lujaurit mit großen Nephelinen, e = gebänderter Lujaurit mit Eudialyt, f = sodalithreicher Syenit.

| | a. | b. | c. | d. | e. | f. |
|--------------------------------------|---------------------|--------|--------------------|-------|-------|--------------------|
| SiO ₂ . . . | 61,81 | 56,10 | 55,15 | 54,75 | 57,95 | 48,10 |
| Al ₂ O ₃ . . . | 19,20 | 21,80 | 20,50 | 19,90 | 13,80 | 24,20 |
| Fe ₂ O ₃ . . . | 0,73 | 2,26 | 1,84 | 4,00 | 5,72 | 1,11 |
| FeO . . . | 1,64 | 0,87 | 1,73 | 1,64 | 1,73 | 2,47 |
| MnO . . . | 0,05 | 0,58 | 0,59 | 0,72 | 2,76 | 0,48 |
| MgO . . . | 0,52 | 0,83 | 0,55 | 0,52 | 0,53 | 0,51 |
| CaO . . . | 0,20 | 0,88 | 0,55 | 0,18 | 1,43 | 0,45 |
| Na ₂ O . . . | 7,90 | 9,85 | 11,00 | 11,30 | 8,95 | 15,20 |
| K ₂ O . . . | 6,75 | 4,35 | 4,91 | 2,82 | 2,71 | 3,00 |
| H ₂ O . . . | 1,00 | 1,66 | 2,25 | 3,38 | 1,71 | 1,20 |
| Cl | 0,54 | 0,45 | 0,49 | — | 0,17 | 2,80 |
| TiO ₂ . . . | 0,06 | 0,21 | 0,34 | 0,35 | 0,55 | 0,13 |
| ZrO ₂ . . . | Spuren | 0,31 | ? | 0,26 | 1,57 | Spuren |
| Sa. . . . | 100,40 ¹ | 100,15 | 99,90 ² | 99,82 | 99,58 | 99,65 ³ |

Johnsen.

A. Lacroix: Sur la transformation de roches volcaniques en phosphate d'alumine sous l'influence de produits d'origine physiologique. (Compt. rend. 143. 661. 1906.)

Der Trachyt des Eilandes Cabras bei der Insel S. Thomé im Golf von Guinea läßt zu oberst eine dünne graue, darunter eine bräunlich-körnige und unter dieser eine mattweiße kompakte Zersetzungszone bis

¹ Verf. gibt an 100,30.

² Verf. gibt an 99,45.

³ Verf. gibt an 100,15.

zur Dicke von einigen Zentimetern erkennen. Sie zeigen eine konkretionäre Beschaffenheit bei z. T. faserig-sphärolithischem Bau, die Fasern stärker doppelbrechend als Quarz, dabei zweiachsig, mit α parallel der Längsrichtung. Die Feldspat-Einsprenglinge und -Mikrolithe des Gesteins erscheinen in dieser Zone nur noch als Skelette, sie sind z. T. durch jenes konkretionäre Mineral ersetzt, das nach allen seinen Eigenschaften mit dem wasserhaltigen Tonerdephosphat übereinstimmt, das Verf. vom Eilande Perle bei Martinique und TEALL vom Clipperton-Atoll beschrieben hat. Alle diese Inseln sind vegetationslos, und überall ist die Zersetzung des Gesteins durch die immer erneute Bedeckung mit Vogelexkrementen bewirkt. Auffallend ist, daß dabei alle Alkalien und alkalischen Erden, ähnlich wie bei der Lateritbildung, fortgeführt werden, so daß Trachyte und Andesite dasselbe Zersetzungsprodukt liefern. Verf. führt dies auf die Auslaugung der zersetzten Massen durch die tropischen Regengüsse zurück (in der Minervahöhle im Hérault enthalten die durch ähnliche Zersetzung entstehenden Phosphate in der Tat auch Alkalien, darunter auch Ammonium, und Calcium). Einige weitere Vorkommen dieses Zersetzungsproduktes (Insel Redonda, Kleine Antillen, und Connétable-Eiland an der Küste von Guyana) liegen ebenfalls zwischen Äquator und 18° n. Br., weshalb Verf. vermutet, daß seine Bildung, wie die des Laterit, auf einen feuchten tropischen Klimagürtel nördlich (und vielleicht auch südlich) vom Äquator beschränkt sei.

O. Mügge.

J. Chautard: Sur les roches volcaniques de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal). (Compt. rend. 143. 919. 1906.)

Unter den am Cap Vert nur in sehr geringer Ausdehnung vorhandenen Eruptivgesteinen lassen sich ältere, deren Tuffe dem Senon eingelagert sind, und jüngere, aus der Zeit zwischen mittlerem Eocän und dem Pleistocän, unterscheiden. Zu den älteren gehören Limburgite und Pyroxenite von Diokhoul, Trachyte und limburgitische Basalte vom Cap des Biches und basaltische und limburgitische Gesteine auf den dem Kap vorgelagerten kleinen Eilanden. Der Trachyt ist nach der Analyse (I) sehr reich an Alkalien, namentlich Natron, es ist daher auffallend, daß von dunklen Gemengteilen nur viel Biotit angegeben wird. Die Limburgite (Analyse des Gesteins vom Cap Manual unter II) sind alle reich an Ilmenit und führen zuweilen homöogene diabasartige Einschlüsse mit poikilitischen Verwachsungen von großen Apatiten und Ägirin-Augiten.

Die jüngeren Gesteine stammen aus zwei als „Mamelles“ bezeichneten, von der See bereits stark erodierten Schlackenkegeln, die sich aus Bomben basaltischer Gesteine mit pikritischem Kern und Diabaseinschlüssen aufbauen. Die älteren, das mittlere Eocän überlagernden Laven sind ebenfalls basaltisch (Anal. IV) und bedecken ein Gebiet von ca. 7 km Radius; die jüngsten, den Eruptionsschlot selbst erfüllenden Massen bestehen aus Andesit (Anal. III). In basaltischen Tuffmassen

an der Küste finden sich granitische, an Quarz und Apatit, daneben an Titanit und Rutil reiche Gerölle.

| | I. | II. | III. | IV. |
|--|--------|--------|--------|--------|
| TiO ₂ | 1,02 | 2,56 | 2,28 | 2,68 |
| SiO ₂ | 60,10 | 39,11 | 46,20 | 47,95 |
| Al ₂ O ₃ | 18,80 | 14,05 | 15,20 | 16,50 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,87 | 3,25 | 9,67 | 3,95 |
| FeO | 0,95 | 8,65 | 0,75 | 6,21 |
| CaO | 1,05 | 14,70 | 9,53 | 8,01 |
| MgO | 1,15 | 12,61 | 6,07 | 7,92 |
| K ₂ O | 4,65 | 0,85 | 1,39 | 1,02 |
| Na ₂ O | 8,15 | 2,82 | 4,43 | 4,68 |
| Glühverlust . . | 2,00 | 2,12 | 2,40 | 1,50 |
| Sa. | 100,57 | 100,72 | 100,52 | 100,42 |
| P ₂ O ₅ | Spur | 0,70 | 0,45 | 0,32 |

O. Mügge.

P. Marshall: The Geology of Dunedin (New Zealand).
(Quart. Journ. Geol. Soc. London. 62. 381—424. Taf. 36—39. 1906.)

Die Otago-Halbinsel liegt auf der Ostseite der Südinsel von Neuseeland. Sie und der gegenüberliegende Teil des Festlandes bestehen hauptsächlich aus jungen Eruptivgesteinen, die die Veranlassung zu der vorliegenden Studie des Verf.'s waren. Die sehr lesenswerte Arbeit wird durch ein geologisches Schwarzkärtchen, etwa im Maßstabe von $\frac{1}{2}$ inch zu 1 mile, erläutert.

Die höchsten Punkte des Gebietes erheben sich jetzt ungefähr 2200 Fuß über das Meer. Die Untersuchung der Oberflächenformen zeigte aber, daß es sich in geologisch junger Zeit in wesentlich höherem Niveau befunden hat. Als Minimum für den Höhenunterschied wurden 900 Fuß ermittelt. Seit der Zeit der tiefsten Versenkung des Landes hat aber schon wieder eine Hebung um etwa 250 Fuß stattgefunden. Diese ist durch alte Felsterrassen, besonders bei Cape Saunders, Sandy Mount und Sea View nachweisbar. Der ehemals höhere Stand des Meeres ist auch die Bildungsursache der prächtigen natürlichen Brücke bei Sandy Mount. Die ehemals höhere Lage des Landes und die spätere große Versenkung bewirkte das Untertauchen einiger Täler und Talstücke unter das Meer. Die Bucht, welche die Otago-Halbinsel vom Festland trennt, Otago Harbour, ist ein solches unter das Meer versunkenes Doppeltal. Die Halbinseln von Port Chalmers und Portobello, sowie die Quarantine-Inseln, welche die Bucht heute in einen inneren und einen äußeren Teil zerlegen, sind die über den Meeresspiegel herausragenden Reste der alten Wasserscheide. Hoopers Inlet und Papanui Inlet, zwei Buchten auf der Ostseite der Otago-Halbinsel, sind gleichfalls auf diese Weise entstanden. Ja, die ganze Otago-Halbinsel war eine Zeitlang vom Festlande abgetrennt, bis alluviale

Ablagerungen eine neue Verbindung am südwestlichen Ende geschaffen haben.

Die oberen Talstücke sind in dem ganzen Gebiet steilwandig und felsig, die unteren aber offen, flach mit Kiesböden, in denen die Flüsse Mäander bilden. Eine Ausnahme von dieser Regel stellt nur das Leith-Tal dar, in dem auf den oberen V-förmigen Teil und ein mittleres flaches Talstück noch einmal, und zwar nur 5 Meilen von der Mündung, eine enge Schlucht folgt. Verf. weist aber überzeugend nach, daß das obere Leith-Tal ursprünglich seinen Unterlauf im jetzigen Kaikorai-Tal hatte und in späterer Zeit durch einen Seitenfluß des North-East-Valley angeschnitten und abgeleitet wurde. Es ist das ein sehr schönes und typisches Beispiel für Talverlegung.

Kratere und andere ursprüngliche vulkanische Bergformen sind nicht erhalten. Die Aufschlüsse sind gut längs der Seeküste und in den engen Schluchten. Sonst sind die Gesteine bis zu erheblichen Tiefen zersetzt und von einer reichen Vegetation verhüllt. Die folgenden Gesteine sind im Gebiet nachgewiesen.

I. Metamorphe Gesteine. Nur Glimmerschiefer. II. Sedimente. 1. Kainozoische Sandsteine und Kalksteine. 2. Konglomerate. 3. Rezente Alluvionen und Flugsande. III. Erstarrungsgesteine. 1. Hornblende-Foyait. 2. Augitdiorit (Essexit). 3. Tinguait. 4. „Ulrichit“¹. 5. Hypoabyssischer Trachydolerit. 6. Camptonit². 7. Teschenit. 8. Trachyt. 9. „Kaiwekit“¹. 10. Trachytoider Phonolith³. 11. Nephelinitoider Phonolith. 12. Leucitophyr. 13. Trachydolerit. 14. Andesit⁴. 15. Nephelinbasanit. 16. Dolerite vom Mount Charles-Typus und Papanui-Typus. 17. Basalt. 18. Melilithbasanit. 19. Port Chalmers-Breccie.

Über fast alle diese Gesteine werden eingehende petrographische, geologische und z. T. auch Fundortsangaben gemacht. Besonders wertvoll sind die zahlreichen neuen Analysen. Im folgenden sind diese, sowie einige andere wichtigere Beobachtungen wiedergegeben. Der Glimmerschiefer wird von HUTTON für präcambrisch, von HECTOR für silurisch gehalten. Er ist disloziert.

Die kainozoischen Kalksandsteine enthalten viele Foraminiferen, unter denen *Textularia*, *Cristellaria*, *Lagena* und *Globigerina* nachgewiesen wurden. Sie fallen mit meist nur unbedeutenden Winkeln ein, sind aber doch offenbar überall gestört. Bei Brighton, wo sie auf dem Glimmerschiefer liegen, ist die Basis der ganzen Formation weißer Quarzsand. Darauf folgt Braunkohle und ein Quarzkonglomerat mit Schalen von *Ostrea* und vielen Resten von *Actinocamax*. Darauf erst folgt der Kalksandstein, und dieser wird von weißen und grünen Sanden mit Haifischzähnen und *Waldheimia* bedeckt. Diese vom Verf. als „tertiär“ bezeichneten Ablage-

¹ Neuer Name.

² Nach ROSENBUSCH Trachydolerit.

³ Nach ROSENBUSCH z. T. Trachydolerit.

⁴ Der Andesit von Paper Mills wird von ROSENBUSCH zu den Trachydoleriten gestellt.

rungen erreichen bis zu 1700 Fuß Meereshöhe und haben jetzt eine sehr unregelmäßige Oberfläche, die Verf. als im wesentlichen prävulkanisch ansieht. — Die Braunkohle wird bei Saddle Hill und im Kaikorai-Tal gewonnen. Die oben angeführten Versteinerungen, zusammen mit *Pecten Huttoni*, *Waldheimia lenticularis* und *Meoma Crawfordi*, veranlassen den Verf. den Komplex mit dem oligocänen Oamaru-System nach HUTTON'S Gliederung, dem „Kreide-Tertiär“ der New Zealand Geological Survey zu parallelisieren.

An wenigen Stellen, und zwar besonders bei Swampy Hill und Wai-kouaiti, liegen Schiefertone diskordant auf den Kalksandsteinen. Sie enthalten Blätter, die von DEANE beschrieben werden sollen. Junger Flug-sand ist an den Küsten verbreitet und bei Sandy Mount über einen 800 Fuß hohen Sattel weggeweht worden. An Stellen, wo die vorherrschenden SW.- und NO.-Winde freies Spiel haben, sind Dreikanter mit scharfen NW.—SO. gerichteten Kanten entstanden.

Der Hornblende-Foyait (von Harbour Cone, Dunedin) hat nach einer Analyse von WATERS die folgende Zusammensetzung: SiO_2 53,54, Al_2O_3 22,52, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 3,50, CaO 3,01, MgO 0,43, Na_2O 8,80, K_2O 5,26, P_2O_5 0,34, H_2O 3,30; Summe 100,70. — Das Gestein ist nur an einem Punkte anstehend nachgewiesen worden. Andere Nephelinsyenite sind in der Port Chalmers-Breccie vertreten. Ein Ägirinkristall aus einem von ihnen wurde vom Verf. analysiert und ergab: SiO_2 49,10, Al_2O_3 1,46, Fe_2O_3 25,14, FeO 9,26, CaO 2,95, MgO 0,13, Na_2O 8,11, K_2O 1,79; Summe 97,94.

Augitdiorit, von ROSENBUSCH auf Grund von Schliften des Verf.'s als Essexit angesehen, findet sich nur mitten in der Stadt Dunedin am Bell Hill. Er enthält ziemlich viel Perowskit.

Tinguáite treten häufig auf. 15 Vorkommnisse wurden sicher als Gänge erkannt. Die Gänge haben von 6 Zoll bis zu 15 Fuß Mächtigkeit. Bei Limekilns und Sea View treten noch wesentlich mächtigere Massen von unbekannter Begrenzung auf. Die Analyse eines der Gänge, und zwar von Acheron Point am Otago Harbour, ergab dem Verf.: SiO_2 56,17, Al_2O_3 19,25, Fe_2O_3 4,77, FeO 2,72, CaO 1,26, MgO 0,21, Na_2O 6,08, K_2O 4,66, P_2O_5 0,21, H_2O 4,09; Summe 99,42.

Eine porphyrische Tinguáitart tritt bei Sea View und an einigen anderen Punkten auf. An der ersteren Örtlichkeit bilden große Kristalle von Nephelin von 1 cm im Durchmesser und ebenso große Sanidinkristalle die Einsprenglinge.

Bei Hoopers Inlet tritt ein Tinguáit auf, dessen Analyse die folgenden Zahlen ergab: SiO_2 50,16, Al_2O_3 19,75, Fe_2O_3 4,28, FeO 3,62, CaO 3,10, MgO 1,12, Na_2O 7,63, K_2O 6,73, P_2O_5 0,13, H_2O 3,96; Summe 100,48. Er hat ziemlich viel Feldspateinsprenglinge, und Feldspatmikrolithen sind der wichtigste Bestandteil der Grundmasse. Nephelin ist nicht sehr reichlich vertreten. Er ist in der Grundmasse enthalten und frischer als der Feldspat. Als farbiger Gemengteil ist fast nur Ägirin, daneben etwas Hornblende, da. Der Ägirin soll zusammen mit Magnetit und Analcim aus Hornblende entstanden sein.

Ein „camptonitischer Typus von Tinguáit“ wird unter dem Namen „Ulrichit“ zu Ehren des ersten Erforschers der Otago-Gesteine beschrieben. Dies Gestein hat Nephelineinsprenglinge von 2 und sehr zahlreiche Feldspateinsprenglinge von 4 cm Durchmesser. Die letzteren gehören meist dem Sanidin, weniger oft dem Anorthoklas an. Daneben kommen seltener große Kristalle von Hornblende und kleinere von Analcim, Olivin und Ägirin vor. Der Analcim wird als primär angesehen, weil er Feldspatmikrolithen umschließt. Der Olivin ist gelegentlich, der Ägirin immer idiomorph. Die Grundmasse besteht aus Sanidin, Hornblende und Ägirin. Auslöschung und Pleochroismus zeigen, daß die Hornblende zum Barkevikit gehört. Sie ist oft von Ägirin umsäumt. Zwei Handstücke von verschiedenen Punkten desselben Ganges wurden vom Verf. analysiert und ergaben:

| | | |
|--|-------|--------|
| SiO ₂ | 53,64 | 53,28 |
| Al ₂ O ₃ | 18,26 | 16,38 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,66 | 6,11 |
| FeO | 2,72 | 4,52 |
| CaO | 3,70 | 3,09 |
| MgO | 1,53 | 2,50 |
| Na ₂ O | 5,51 | 6,42 |
| K ₂ O | 5,86 | 4,18 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,15 |
| H ₂ O | 3,73 | 3,52 |
| Summe | 99,73 | 100,15 |

Ein Gestein, das Verf. mit Vorbehalt als Camptonit beschreibt, das ihm aber ROSENBUSCH als Trachydolerit bestimmte, bildet an der Portobello-Bai einen 15 Fuß mächtigen Gang. Die chemische Analyse ergab: SiO₂ 51,48, Al₂O₃ 16,37, Fe₂O₃ 5,71, FeO 4,64, CaO 3,60, MgO 1,81, Na₂O 5,86, K₂O 4,09, P₂O₅ 0,21, H₂O 5,82; Summe 99,59.

Ein recht interessanter „Trachyt“ bildet Lavaströme und Gänge in der Umgebung der Quarantine-Inseln. Das Gestein besteht fast ganz und gar aus Feldspat. Es ist weiß und zeigt makroskopisch nur einige Sanidineinsprenglinge. Auch im Schliff lassen Stücke von den meisten Örtlichkeiten keine gefärbten Gemengteile erkennen. Feldspatmikrolithen bilden die ganze Grundmasse. In den meisten Fällen zeigt der Feldspat nicht die Anorthoklasstruktur und wird daher vom Verf. als Sanidin aufgefaßt. In einigen Stücken (Hoopers Inlet) ist etwas Magnetit vorhanden. Das Gestein von Omihi hat viel Anorthoklas und etwas Ägirin-Augit. Chemische Analyse eines Vorkommens von Portobello durch den Verf.: SiO₂ 66,04, Al₂O₃ 18,38, Fe₂O₃ 1,05, CaO 0,96, MgO 0,69, Na₂O 7,22, K₂O 5,09, H₂O 1,50; Summe 100,93. Verf. weist auf die ähnliche Zusammensetzung des Lestiwarites von Kvelle und des von FÖRSTNER analysierten reinen Anorthoklases hin und sagt deshalb, daß man doch vielleicht den Portobello-Trachyt als ein Anorthoklasgestein ansehen kann.

Nach der Örtlichkeit „Kaiweke“ wird ein effusives Gestein von Long Beach als „Kaiwekit“ beschrieben. Handstücke sind dunkelgrün und

zeigen zahlreiche glänzende Spaltflächen von großen Feldspateinsprenglingen, welche dieselbe dunkle Färbung haben wie die der norwegischen Rhombenporphyre. Diese Einsprenglinge gehören zum Anorthoklas und enthalten zahlreiche Einschlüsse von Glas, Ägirin-Augit und anderen Substanzen. Häufig sind kleinere Kristalle von Ägirin-Augit; gelegentlich finden sich Serpentinpseudomorphosen nach Olivin. Viele der kleineren Feldspatkristalle sind fast vollkommene Quadrate im Querschnitt und liegen in einer Grundmasse von Feldspatleisten und Ägirin-Augitkörnchen. Nephelin konnte nicht nachgewiesen werden, obwohl bei der Behandlung des Gesteinspulvers mit Säure (offenbar HCl) zahlreiche NaCl-Kristalle entstanden. In einigen Vorkommnissen des Gesteins ist viel Oligoklas enthalten, aber er hat stets unverzwilligte Ränder. In denselben Gesteinen sind auch unregelmäßige Körner von hellbraunem Augit mit Ägirin-Augitsäumen verbreitet. Braune Hornblende ist gelegentlich vorhanden.

Trachytoide Phonolithe treten in sehr verschiedenartigen Varietäten und in ziemlicher Verbreitung auf. Die folgenden sechs Analysen des Verf.'s beziehen sich auf die Vorkommnisse von A = Au Koraki, B = Signal Hill, C = Logans Point, D = Purakanui (grüner Phonolith), E und F = See House.

Einer der vier vom Verf. unterschiedenen Typen, in der Arbeit als „St. Leonards type“ bezeichnet, wurde von ROSENBUSCH auf Grund von Schliften als Trachydolerit bestimmt.

| | A. | B. | C. | D. | E. | F. |
|--|--------|--------|-------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 60,00 | 57,42 | 57,00 | 55,66 | 54,52 | 53,56 |
| Al ₂ O ₃ | 16,26 | 18,83 | 18,56 | 17,18 | 15,84 | 15,28 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,72 | 4,89 | 4,58 | 4,43 | 6,42 | 7,36 |
| FeO | 3,52 | 3,56 | 2,76 | 3,56 | 4,53 | 5,42 |
| CaO | 3,30 | 1,75 | 1,05 | 1,14 | 4,20 | 4,30 |
| MgO | 1,05 | 0,59 | 0,41 | 0,73 | 0,98 | 1,29 |
| Na ₂ O | 4,08 | 6,23 | 6,34 | 7,02 | 4,38 | 5,51 |
| K ₂ O | 4,17 | 5,46 | 6,13 | 5,30 | 4,23 | 4,88 |
| H ₂ O | 2,64 | 2,36 | 2,96 | 4,53 | 3,64 | 3,12 |
| Summe | 100,74 | 101,09 | 99,79 | 99,55 | 98,74 | 100,72 |

Auch von einem nephelinitoiden Phonolith von Mopanui (A) und dem Leucitophyr von Puketeraki (B) hat Verf. Analysen ausgeführt:

| | A. | B. |
|--|-------|--------|
| SiO ₂ | 56,40 | 52,88 |
| Al ₂ O ₃ | 15,84 | 14,44 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,48 | 6,72 |
| FeO | 3,54 | 4,56 |
| CaO | 0,21 | 3,80 |
| MgO | 1,52 | 1,68 |
| Na ₂ O | 5,80 | 4,78 |
| K ₂ O | 5,78 | 7,09 |
| P ₂ O ₅ | 0,13 | 0,11 |
| H ₂ O | 3,96 | 4,00 |
| Summe | 99,66 | 100,06 |

Das Gestein von Mopanui enthält als farbige Gemengteile Ägirin und Cossyrit in annähernd gleichen Mengen.

Ein „Andesit“ von Paper Mills im Leith-Tal, der von ROSENBUSCH auf Grund von Schliffen als Trachydolerit bezeichnet wird, ergab dem Verf.: SiO_2 51,36, Al_2O_3 15,98, Fe_2O_3 7,64, FeO 5,10, CaO 6,50, MgO 1,84, Na_2O 4,26, K_2O 3,97, P_2O_5 0,42, H_2O 3,60; Summe 100,67. Eine isolierte Hornblende desselben Gesteines, in der Titansäure und Alkalien unbestimmt blieben, ergab: SiO_2 42,36, Al_2O_3 17,66, Fe_2O_3 10,72, FeO 6,51, CaO 10,10, MgO 10,46; Summe 97,81.

Endlich seien auch noch die folgenden vier Analysen reproduziert, von denen A einem Nephelinbasanit von Otago, B und C „Doleriten“ von Papanui, D einem „Dolerit“ vom Mount Charles angehört.

| | A. | B. | C. | D. |
|-----------------------------------|-------|-------|-------|--------|
| SiO_2 | 49,39 | 45,39 | 44,84 | 48,40 |
| Al_2O_3 | 14,86 | 9,61 | 11,92 | 13,05 |
| Fe_2O_3 | 7,35 | 9,27 | 9,12 | 9,02 |
| FeO | 5,42 | 8,48 | 8,54 | 7,33 |
| CaO | 7,08 | 9,25 | 9,23 | 8,30 |
| MgO | 5,62 | 10,69 | 10,34 | 7,26 |
| Na_2O | 4,71 | 3,14 | 1,43 | 3,50 |
| K_2O | 2,54 | 0,55 | 0,68 | 0,57 |
| H_2O | 2,52 | 2,81 | 3,04 | 2,84 |
| P_2O_5 | 0,20 | — | — | — |
| Summe | 99,69 | 99,19 | 99,14 | 100,27 |

Der Name „Dolerit“ bezeichnet hier „alle Typen grobkörniger (coarse) basischer Effusivgesteine ohne Rücksicht auf ihr Alter“. Der Mount Charles-Typus (D) enthält große Einsprenglinge von Olivin, Augit und Labradorit. Die Augite haben einen hellgrünen Kern von Diopsid und einen braunen Rand. Diese Einsprenglinge liegen in einer kristallinen Grundmasse von Feldspat, Augit und Magnetit. — Der Papanui-Typus (B und C) ist gleichmäßig körnig. Nur die Olivine sind etwas größer als die anderen Gemengteile. Ophitische Struktur ist oft deutlich entwickelt. Der Feldspat gehört zum Labradorit oder Bytownit und bildet gestreckte Kristalle, zwischen denen der allotriomorphen Augit liegt. Daneben ist viel Magnetit vorhanden. An einer Örtlichkeit (Harbour Cone) ist ein Teil des Augites durch braunes Glas mit Magnetitskeletten vertreten. Die betreffende Varietät ist aber untrennbar mit der körnigen verbunden. — Der Mount Charles-Typus bildet an der Natural Bridge am Sandy Mount einen 300 Fuß mächtigen Lavastrom. Der Papanui-Dolerit ist von allen in der Arbeit beschriebenen Gesteinen am weitesten verbreitet.

Auch Basalte sind in dem Gebiet in großer Mannigfaltigkeit vertreten. Sie variieren von ziemlich sauren bis zu fast limburgitischen Typen. Die Analyse eines Vorkommens ergab: SiO_2 45,28, Al_2O_3 19,01, Fe_2O_3 8,52, FeO 5,01, MgO 5,14, CaO 7,55, Na_2O 2,66, K_2O 2,51, H_2O 2,99; Summe 98,67.

Feldspat ist in einigen Vorkommnissen vorhanden. Sonst aber fehlen Angaben über farblose Gemengteile.

Die Port Chalmers-Breccie ist eine Explosionsbreccie. Sie enthält stellenweise Stücke von über $\frac{1}{2}$ m im Durchmesser. Es fanden sich darin Glimmerschiefer, „Diorit“, Dolerit, Nephelinsyenit, Tinguáit, Phonolith, Basalt. Das Zement scheint hauptsächlich aus feinstem, bei der Explosion zerstäubtem Gesteinspulver zu bestehen. — Bemerkenswerterweise strahlt die Mehrheit der Tinguáitgänge radial von dem Punkte aus, wo heute die Breccie ihre größte Mächtigkeit erreicht.

Verf. hat seine Gesteine dann auch nach dem bekannten amerikanischen System chemisch klassifiziert und ihre chemischen Beziehungen erörtert. Die wichtigsten Folgerungen, zu denen er kommt, sind

- „1. daß die Alkaligesteine eine allmählich verlaufende Reihe von den Trachyten durch die Tinguáite zu den am wenigsten sauren Typen der trachytoiden Phonolithe bilden,
2. daß auch die basischen Gesteine nahe miteinander verwandt sind,
3. daß die Trachydolerite und Basanite Mittelglieder bilden und daß die ersteren der Alkalireihe, die letzteren der basischen Reihe näher stehen.“

Die Untersuchung des Altersverhältnisses der einzelnen Gesteine auf Grund geologischer Beobachtungen ergab die folgende Reihenfolge:

1. Basalt und Mount Charles-Dolerit. 2. Trachyt. 3. Basalt. 4. Sehr alkalireicher trachytoider Phonolith. 5. Basalt. 6. Basanit. 7. Papanui-Dolerit und Basalte. 8. Andesit und St. Leonards Phonolith-Typus. 9. Port Chalmers-Breccie. 10. Trachytoider Phonolith (Andesit). 11. Basalt. 12. Trachydolerit und nephelinitoider Phonolith. 13. Basalt.

Bei den nicht angeführten Gesteinen gelang eine Einreihung bisher nicht. Verf. schließt aus dieser Eruptionsreihe, daß die Bildung der einzelnen Gesteinstypen in seinem interessanten Gebiet nicht auf magmatischer Differentiation, sondern auf Mischung verschiedener Magmen vor und bei der „Ejektion“ beruht. Er gibt zu, daß auch diese Erklärung auf gewisse Schwierigkeiten stößt, hält sie aber doch für die wahrscheinlichste.

Das Alter sämtlicher beschriebener Erstarrungsgesteine ist postoligocän. Am meisten Ähnlichkeit scheinen sie mit ostafrikanischen Typen zu haben.

Wilhelm Salomon.

A. Schwantke: Die Basalte des westlichen Nordgrönlands und das Eisen von Uifak. (Sitzber. Berl. Akad. d. Wiss. 50. 853—862. 1906.)

Das genaue Studium größerer Suiten von grönländischen Basalten ergab dem Verf. das Vorhandensein einer bestimmten gesetzmäßigen Beziehung zwischen dem Auftreten von Olivin und gediegen Eisen in den Eisenbasalten: es geht nämlich das Verschwinden des Olivins — der auch durch rhombischen Pyroxen vertreten sein kann — parallel dem Auftreten des Eisens; wo einmal beide zusammen vorkommen, ist Olivin der

ältere Gemengteil. Die Ausscheidung des Eisens und der damit verbundenen Mineralien — Graphit, Spinell, Anorthit, Hisingerit und Magnetkies — fällt sonach in diejenige Phase der Gesteinsentwicklung, in der unter normalen Verhältnissen der Olivin korrodiert wird und die Eisenerze sich abscheiden. In flüssigem Zustande hat sich das Eisen jedoch länger als irgendein anderer Gesteinsgemengteil erhalten, so daß es in der Mesostasis, auf Spalten und in zusammengeflossenen großen Massen auftreten konnte. Der ganze Vorgang ist eine Reduktion, die unmittelbar nach dem Erguß des Gesteins auf die Oberfläche stattfand und wahrscheinlich auf die Wirkung der durchbrochenen Kohlenflöze zurückzuführen ist.

Das grönländische Eisen ist also nicht als solches aus den Tiefen der Erde mit emporgebracht worden und darf daher „als Beweis für irgendeine Beschaffenheit des Erdinnern nicht mehr in Betracht kommen.“

Interessant sind die Vergleiche der grönländischen Gesteine mit den Diabasen. Verf. ist nämlich geneigt, die grönländischen Basalte und Dolerite wegen des Fehlens von Limburgiten, von natronreichen Gesteinen, von Olivinfelseinschlüssen, dagegen wegen des Vorkommens von Pikriten, von Diabasstruktur und wegen der allgemeinen großen Ähnlichkeit mit den schwedischen Diabasen als Diabase zu bezeichnen. Dieser Vergleich ist insofern für unsere alten Diabase von Bedeutung, als diese, im Gegensatz zu den Basalten, vorwiegend als olivinfrei aufgefaßt werden. Nun geht aber zweifellos in den Grönländer Gesteinen der Viridit z. T. aus Olivin hervor; in den Doleriten findet sich eine charakteristische Verwachsung von Olivin und Ilmenit: letztere tritt in genau der gleichen Weise auch in nassauischen Diabasen auf; ebenso scheint auch in Diabasen (Schweden) die Vertretung des Olivins durch — vorwiegend rhombischen — Pyroxen vorhanden zu sein. Es erscheint daher dem Verf. die Annahme nicht unbegründet, „daß auch die älteren Diabase im frischen Zustand Olivin oder — in selteneren Fällen — einen diesen vertretenden Augit führen, so daß auch hier die Olivindiabase die Hauptreihe, die olivinfreien Diabase die Nebenreihe bilden.“

O. H. Erdmannsdörffer.

C. W. Knight: A New Occurrence of Pseudo-Leucite. (Amer. Journ. of Sc. 171. 286—293. 2 Fig. 1906.)

Ein von R. G. Mc CONNELL in dem oberen Teil des Spotted Fawn Creek, eines Nebenflusses des Twelvemile river, Yukon Territory Canada gesammeltes, durch große Leucite ausgezeichnetes Gestein erwies sich bei der Untersuchung als ein Pseudoleucit-Phonolith, aufgebaut aus Pseudoleucit, Kalifeldspat, Nephelin als Einsprenglingen, Kalifeldspat, Nephelin, Skapolith, Biotit als Gemengteilen der Grundmasse.

Der Pseudoleucit in Ikositetraedern bis 1 cm Durchmesser besteht aus Kalifeldspat, sowohl in allotriomorphen Körnern bis zu 0,1 mm Durchmesser wie auch in längeren Leisten, die mit ihrer Längs-

richtung mehr oder weniger genau senkrecht zur Umgrenzung des Pseudoleucits stehen (WILLIAM'S Palisadenstruktur), während nach dem Zentrum hin die unregelmäßigen Körner herrschen, und Skapolith in unregelmäßigen Körnern, die in einem Fall direkt aus der Leucitsubstanz entstanden schienen, während sie in anderen zu größeren Massen mit Umrissen, die auf Nephelin hinweisen, zusammengehäuft sind. Ferner findet sich im Pseudoleucit Nephelin, Biotit und sehr selten saurer Plagioklas.

Ein Vergleich mit den bisher beschriebenen amerikanischen Pseudoleuciten zeigt in Mineralzusammensetzung und Habitus sehr große Ähnlichkeit unter der Annahme, daß der Skapolith dieses Vorkommens nachträglich aus Nephelin entstanden ist; zur Entstehung dieser Gebilde nimmt Verf. unter Berücksichtigung ihrer leichten Isolierbarkeit an, daß primärer Leucit in Kalifeldspat, Nephelin und untergeordnet Plagioklas zerfallen ist, als das Gestein schon völlig verfestigt, die Temperatur aber noch nicht tief unter den Schmelzpunkt gesunken war. In der weitgehenden Ersetzung des K^2O durch Na^2O , welche die beiden Analysen der Pseudoleucite aufweisen, erblickt er eine Ursache dieses Zerfalls.

Die Analyse I ergab folgende Werte (unter II ist zum Vergleich die Analyse des Vorkommens von Magnet Cove nach J. F. WILLIAMS beigefügt):

| | I. | II. |
|--|--------|-------------|
| SiO ² | 58,15 | 55,06 |
| Al ² O ³ | 23,66 | 25,26 |
| Fe ² O ³ | 1,59 | |
| MgO | 0,21 | 0,28 |
| CaO | 0,43 | 0,60 |
| Na ² O | 7,08 | 7,60 |
| K ² O | 8,49 | 10,34 |
| H ² O — | 0,10 | 1,78 Gl.-V. |
| H ² O + | 1,25 | |
| Cl | Sp. | — |
| Sa. | 100,96 | 100,92 |

Milch.

T. T. Read and C. W. Knight: The Reformation of Soda-Leucite. (Amer. Journ. of Sc. 171. 294—295. 1906.)

Das in der Metallurgie bekannte Verhalten des Austenit (feste Lösung von 0,5% C in geschmolzenem Eisen bei 1225° C, Zerfall bei langsamem Abkühlen in Ferrit (Fe) und Cementit (Fe³C) bei appr. 750°, Rückbildung des Austenit bei Erwärmung über diese Temperatur und Erhaltung dieses Zustandes durch plötzliche Abkühlung) veranlaßte die Verf. zu Versuchen, durch Erwärmung aus dem Pseudoleucit Natronleucit zurückzubilden und durch schnelle Abkühlung diesen Zustand zu erhalten. Die bei verschiedenen Temperaturen angestellten Versuche führten vorläufig zu keinem positiven Ergebnis.

Milch.

S. H. Ball: Pre-Cambrian Rocks of the Georgetown Quadrangle, Colorado. (Amer. Journ. of Sc. 171. 371—389. 1906.)

Das Gebiet des Blattes Georgetown (Colorado) mit den Hauptorten Georgetown und Idaho Springs (zwischen $105^{\circ} 30'$ und $105^{\circ} 45'$ westlicher Länge und $39^{\circ} 30'$ und $39^{\circ} 45'$ nördlicher Breite, mit seiner NO.-Ecke 26,5 miles von Denver entfernt) besteht, von pleistocänen Ablagerungen und jungen Intrusivgesteinen wahrscheinlich tertiären Alters abgesehen, ausschließlich aus präcambrischen Gesteinen; spärliche Reste eines roten oder braunen verkieselten Sandsteins sind vielleicht dem Mesozoicum zuzurechnen.

Die ältesten Glieder des Präcambriums sind die ursprünglich sedimentären Biotit-Sillimanitschiefer, Biotitschiefer und Quarzgneis mit Einlagerungen von Kalk-Silikat-Hornfelsen der Idaho-Springs-Formation; sie sind so intensiv von verschiedenen und verschiedenalterigen, aber sämtlich präcambrischen Eruptivgesteinen injiziert, daß man den ganzen Komplex ebenso gut als stark intrudiertes Sedimentgestein wie als Eruptivgestein mit zahllosen Sedimenteinschlüssen bezeichnen kann: so wechseln zwischen Silver Creek und Clear Creek sechs Gebirgsglieder auf einer Strecke von 1 mile Länge sechsundsiebzigmal. Im folgenden sind sie nach ihrem Alter angeordnet.

Die ältesten Eruptivgesteine erscheinen als Orthogneise; beschrieben werden ein melanokrater Hornblendegneis: Glimmer und Biotit setzen mehr als die Hälfte des Gesteins zusammen, unter den Feldspaten herrscht Labradorit, Kalifeldspat und Quarz treten zurück; in weniger stark metamorphosierten Partien erscheint das Gestein als „Metadiabas“ mit Ophitstruktur und Hornblende als farbigem Gemengteil. Es folgt dem Alter nach ein weit verbreiteter Quarzmonzonit¹-Gneis, primär porphyrischer Hornblende-Quarzmonzonit, teilweise in Granodiorit übergehend; bei der Umwandlung in Gneis bildeten sich bis 2 Zoll lange rote Mikroklinkristalle, die mit ihrer Längsrichtung gerade in den stärksten umgewandelten Gesteinen senkrecht zur Schieferungsrichtung liegen.

Als „gneissoid-granite“ bezeichnet Verf. einen bald massigen, bald gneisigen Granit, dessen Magma bei der Injektion sehr dünnflüssig gewesen sein muß, da es zwischen die Lagen der älteren Schiefer eingedrungen ist und Einschlüsse der alten sedimentären Gesteine verdrängt haben soll. Diese Einschlüsse sollen jetzt aus basischerem Granit bestehen, während Glimmerblätter die Gestalt dieser ehemaligen Einschlüsse verraten. Ferner werden als wahrscheinlich gleichalterig ein hornblendeführender Biotit-Quarzmonzonit¹ und biotitführender Quarzdiorit mit basischem Labradorit als herrschendem Feldspat beschrieben; die Bildungsperiode des Biotit hat sich bisweilen bis zur Ausscheidung des Kalifeldspats und Quarz erstreckt. Die jüngsten normalen Gesteine sind verschiedene Granite, auf die dann noch, gleichfalls von präcambrischem Alter, Pegmatite, übergehend in Granite und Granitporphyr folgen. Bisweilen sind

¹ Im Sinne BRÖGGER's.

diese Pegmatite sehr reich an Magnetit (bis $\frac{1}{3}$ des Gesteins), der in Oktaedern bis 4 Zoll Durchmesser oder unregelmäßigen Aggregaten bis zu 6 Zoll auftritt. Oft sind die Pegmatitgänge gebändert, dann liegt der Quarz gern in der Mitte; Pegmatit und Granit gehen bisweilen in dem gleichen Aufschluß ineinander über. Dem Magma dieses Pegmatit wird äußerste Dünnschmelze zugeschrieben: er hat nicht nur alle Spalten und Klüfte der älteren Gesteine erfüllt, sondern diese geradezu durchtränkt: auf eine solche Durchtränkung (saturation) werden linsenförmige Augen in der Idaho-Springs-Formation zurückgeführt, bei denen jedes Fehlen von Druckerscheinungen die Erklärung durch Abschnürung von Pegmatitgängen ausschließt. In ihrem Gehalt an femischen Komponenten erweisen sich die Pegmatite vom Nebengestein abhängig: in Granitgebieten führen sie Biotit, im quarzführenden Diorit und Hornblendegneis Hornblende, im Gebiet der Idaho-Springs-Sedimente Kaliglimmer etc. Milch.

F. D. Adams and G. Coker: An investigation into the Elastic Constants of Rocks, more especially with reference to Cubic Compressibility. (Amer. Journ. of Sc. 172. 95—123. 12 Fig. 1906.)

Vergl. dies. Jahrb. 1907. I. -263—266-.

Milch.

F. N. Guild: Notes on Some Eruptive Rocks in Mexico. (Amer. Journ. of Sc. 172. 159—175. 6 Fig. 1906.)

Verf. hat andesitische und basaltische Gesteine aus dem Gebiete des Tals von Mexiko untersucht und analysiert.

Beschrieben werden vom Popocatepetl ein dunkles, basaltähnlich aussehendes Vorkommen vom Pyroxen-Andesit, am Kraterrand nahe bei dem Malecate genannten Punkt in großen Blöcken auftretend, kleine Plagioklase (Andesin) und rhombischen sowie monosymmetrischen Pyroxen in einer ausschließlich aus opakem Glas bestehenden Grundmasse enthaltend (Anal. I) als Beispiel der jüngeren Produkte dieses Vulkans, sowie Stücke eines älteren Lavastroms von Hypersthen-Andesit nahe bei Tlamacas, wenig unterhalb der Schneegrenze, mit Labradorit-Einsprenglingen und mehr Pyroxen als in I, unter dem der rhombische Pyroxen vorwiegt, als Beispiel eines älteren Stromes (Anal. II). Basalt vom Popocatepetl zeichnet sich durch große Olivin-Einsprenglinge aus: er ist nicht häufig und gehört einem frühen Stadium der vulkanischen Tätigkeit an; die „Trachyte“ vom Popocatepetl will Verf. wegen der Vorherrschaft des Plagioklases lieber als Andesite mit Trachyt-Struktur bezeichnen.

Als Hypersthen-Andesit erwiesen sich auch die durch ihren Opalgehalt bekannten Gesteine der Sierra de Guadalupe, unmittelbar im Norden der Stadt Mexiko gelegen.

Das Gestein des 3 miles südwestlich von Mexiko sich isoliert erhebenden, aber geologisch und topographisch zur Sierra de las Cruces gehörenden Colima de Chapultepec ist ein dunkelgrauer, deutlich porphyrischer Hornblende-Andesit, dessen chemische Zusammensetzung, wie Analyse III zeigt, dem Gestein I vom Popocatepetl sehr nahe steht. Die mineralogisch verschiedene Entwicklung erklärt Verf. aus dem Umstande, daß der Hornblende-Andesit in gewaltigen Massen langsam und unter Druck erstarrt ist, während das Gestein vom Popocatepetl einem sehr kleinen Lavastrom entstammt.

Gewaltige Basaltströme, offenbar sehr jungen Alters, bedecken den Südteil des Tals von Mexiko in der Gegend von Tlalpam; analysiert wurde ein feinkörniger Basalt, aufgebaut aus Olivin und rhombischem Pyroxen, mit kleinerem Plagioklas und Magnetit in einer nicht spärlichen dunklen isotropen Substanz liegend, vom Salto de San Anton, bei Cuernavaca (Anal. IV).

| | I. | II. | III. | IV. |
|---|---------|--------|--------|---------------------|
| SiO ² | 62,51 | 58,07 | 62,89 | 51,56 |
| TiO ² | 1,02 | 1,27 | 0,83 | 1,81 |
| Al ² O ³ | 16,62 | 15,83 | 16,42 | 15,24 |
| Fe ² O ³ | 1,12 | 2,97 | 2,64 | 2,73 |
| FeO | 3,75 | 3,89 | 2,24 | 5,99 |
| MgO | 3,30 | 5,56 | 2,50 | 8,30 |
| CaO | 5,10 | 6,70 | 4,77 | 7,67 |
| Na ² O | 4,28 | 3,89 | 4,07 | 3,74 |
| K ² O | 1,86 | 1,73 | 2,15 | 1,25 |
| H ² O über 110 ^o . . | 0,53 | 0,23 | 1,00 | 0,16 |
| H ² O unter 110 ^o . . | 0,15 | 0,18 | 0,55 | 0,15 |
| P ² O ⁵ | 0,23 | 0,29 | 0,20 | 0,47 |
| Cr ² O ³ | 0,015 | 0,01 | 0,01 | 0,005 |
| MnO | 0,10 | 0,06 | 0,08 | 0,15 |
| SrO | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,05 |
| BaO | 0,14 | 0,07 | 0,07 | 0,07 |
| Li ² O | Sp. | Sp. | Sp. | Sp. |
| Sa. | 100,755 | 100,79 | 100,45 | 99,345 ¹ |

Milch.

Th. L. Watson: Occurrence of Unakite in a New Locality in Virginia. (Amer. Journ. of Sc. 172. 248. 1906.)

„Unakit“, ein granitisches Gestein, bestehend aus vom Verf. für sekundär gehaltenem Epidot, rotem Feldspat und Quarz, fand sich in Grayson county, Virginia, wo es völlig dem Original-„Unakit“ von Madison county, North Carolina, gleicht.

Milch.

¹ Nicht 99,945.

M. R. Campbell: Fractured Boulders in Conglomerate. (Amer. Journ. of Sc. 172. 231—234. 2 Fig. 1906.)

Studien an einem cretaceischen Konglomerat in dem Kohlengebiet des Dear Creek in Arizona, das am Ash Creek in Pinal County, Arizona, zahllose zerbrochene, bis 2' große, größtenteils aus Quarzit bestehende zerbrochene Gerölle in einem weichen andesitischen Tuff als Cäment enthält, führen Verf. zu der Überzeugung, daß derartige Vorgänge nur in Konglomeraten möglich sind, deren weiches Cäment unter Druck gewissermaßen fortfließt, so daß die Gerölle direkt aufeinander wirken und auch seitlich durch das Cäment nicht gestützt werden. Milch.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

G. Einecke: Die südwestliche Fortsetzung des Holzappeler Gangzuges zwischen der Lahn und der Mosel. (Ber. d. Senckenberg. Naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1906. 65—103. 2 Karten, 2 Taf.)

Die Ausführungen von BAUER (1841) und von WENCKENBACH (1861), daß die südwestliche Fortsetzung des eigentlichen Holzappeler Zuges bei Wellmich, Werlau und Peterswalde zu suchen sei, müssen als unrichtig aufgegeben werden. Der Gangzug streicht vielmehr an den Ortschaften Oberwies, Schweighausen und Dachshausen vorbei bei Bornhofen durch das Rheintal und nimmt seinen weiteren Verlauf über Ehr, Liesenfeld, Sevenich in die Gegend von Cornweiler, wo er sich an eine bis Zell erstreckende Gruppe von Gängen unmittelbar anschließt. Der Holzappel-Zeller Gangzug hat ein Generalstreichen von h. 4,2 und in seinem nordöstlichen wie südwestlichen Teile ein Einfallen von 60°, das sich nach der Mitte zu bis auf 40° verflacht. Das Rheinische Schiefergebirge wird im spitzen Winkel zum Streichen seiner Schichten und in nahezu gerader Linie von Holzappel an der Lahn bis Zell an der Mosel von einem 66 km langen Spaltennetz von 40—50 m Breite durchbrochen. Für die Annahme, daß die Fortsetzung des eigentlichen Holzappeler Hauptganges mit dieser Hauptpalte in der ganzen Ausdehnung des Gangzuges identisch sein könnte, konnten jedoch sichere Belege nicht erbracht werden. Während man im nordöstlichen Teile des Gangsystems eine Anhäufung von Erzen — unter diesen besonders Bleiglanz — sowie eine geringe Beteiligung von Quarzmassen feststellen kann, findet man mit dem Fortschreiten nach Südwesten ein Zurückgehen von Bleiglanz und Zinkblende und eine Zunahme von Kupferkies unter gleichzeitiger, starker Entwicklung von Quarzmassen, die stellenweise sämtliche Erze verdrängen. Mit der Annäherung an die Mosel überwiegt dann wieder der Gehalt an Zinkblende. Ein großer Teil der Querstörungen des Gangspaltensystems fällt mit den Nebentälern der Lahn und der Mosel zusammen; im Rheintal waren keine Anzeichen für Verwerfung des Gangzuges vorhanden. Es sind zwei Arten von Gängen „weißen Ge-

birges“ zu unterscheiden: die eine Art verläuft als Gangbegleiter den Erzgängen nahezu parallel, die zweite Art bildet Quergänge. Gangbegleiter, Erzgänge und Quergänge besitzen ein verschiedenes Alter. Nicht unberechtigt erscheint die Annahme einer weißen Gebirgsgangzone, deren Generalstreichen durch eine Verbindungslinie zwischen Holzappel und Wellmich dargestellt wird. Das Spaltensystem dieser Zone ist dann als ein von dem der östlichen Ganggruppe unabhängiges anzusehen.

A. Sachs.

A. Tornquist: Ausbildung und Ausdehnung der deutschen Kalisalzlager. (Beilage No. 14 der „Industrie“ vom 6. Juni 1906, Berlin; Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 263—265.)

Während der süd- und mitteldeutsche Buntsandstein im Gebiet der norddeutschen Tiefebene versalzt, versandet andererseits das nord- und mitteldeutsche Zechsteinsalz südlich der Mainlinie. Bei der hinreichend genau bekannten Ausdehnung des Binnenmeeres, in welchem sich die Salzlager der Zechsteinzeit niedergeschlagen haben, können wir die sandige Ausbildung als die ufernahe, randliche, und die salzige als die uferferne, zentrale Fazies bezeichnen. Die südliche Uferlinie des Binnenmeeres bildete die oberbayrische Hochebene, die nördliche Uferlinie läßt sich nicht mit derselben Sicherheit bestimmen, im Westen ist die Begrenzung etwa jenseits England gewesen, die östliche Uferlinie befand sich wahrscheinlich erst in der Gegend der heutigen mittleren Wolga und der Dwina. Das offene ozeanische Meer jener Zeit lag zweifellos im Süden des Beckens. Dem offenen Ozean war sowohl im Norden als auch im Westen eine Landbarre und dahinter das Binnenmeer vorgelagert. Eine Kommunikation war im Westen im Gebiete der heutigen französischen Dauphiné, vor allem aber auch im Osten vorhanden: zwischen der ungarischen Ebene, die dem triadischen offenen Ozean, und Schlesien, das schon dem deutschen Binnenmeere angehörte.

A. Sachs.

M. Krahmann: Das Erz- und Flußspatvorkommen am Rabenstein im Sarntal (Südtirol). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 8—10. 1906.)

Verf. gibt einen Situations-, Grund- und Profilriß dieses berühmten gangförmigen Flußspatvorkommens, welches zonenweise grob eingesprengte Bleiglanz- und Blendmassen führt. Das obere Sarntal ist von unterhalb Sarntheim ab in Quarzphyllit und Glimmerschiefer eingeschnitten und folgt von Aberstikl ab fast genau dem nordöstlichen Schichtenstreichen. Gneis und Granit bilden die begleitenden Höhen. Einige Diabasgänge durchsetzen den Quarzphyllit, meist spitzwinkelig zu seinem Streichen. In der Nähe dieser Durchbrüche setzen die Flußspat- und Erzgänge auf. Verf. betont besonders die von TELLER gezeigte tektonische Stellung dieses Gangsystems: es fällt genau mit jener großen Bruchlinie zusammen, welche

entlang dem Südrande der Granitzone des Iffinger und ihrer nordöstlichen Fortsetzung aus der Naifschlucht bei Meran bis in das Weißenbacher Tal im Penser Gebiete verfolgt werden konnte und die TELLER als den letzten Ausläufer der unter dem Namen „Judikarienbruch“ zusammengefaßten Störungserscheinungen bezeichnet hat. Auch eine Karte von TERNIER bestätigt diesen Zusammenhang.

A. Sachs.

F. Freih. Fircks: Über einige Erzlagerstätten der Provinz Almeria in Spanien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 142—150, 233—236. 1906.)

Es werden besprochen: 1. Bleiglanz-, Kupfererz-, Eisenerz-lagerstätten der Sierra de Bédar und Coscojares. 2. Silberreiche Bleiglanzgänge und Eisenspatvorkommen der Sierra de Almagrera. 3. Silber- und Eisenerze von Herrerias.

1. Die Sierra de Bédar setzt sich aus alternierenden Lagern der Urgebirgsschiefer zusammen, die mit Bänken eines marmorisierten Kalkes abwechseln. Die Blei- und Kupfererze (Bleiglanz und Kupfercarbonate) treten zonenweise innerhalb des Kalkes auf, der hier einen breccienhaften Charakter trägt. Mulmbildungen von Baryt innerhalb des Kalkes sind häufig Träger von Kupfererzen. In westlicher Richtung von den Bleigruben liegen in naher Nachbarschaft die Eisensteingruben von Serena und tres Amigos. Es handelt sich um Brauneisenerze, als deren Träger ebenfalls die Kalke anzusehen sind. Die Bildung der Blei-, Kupfer- und Eisenerze wird in Beziehung gebracht zu einem postpliocänen Eruptivgestein: dem Verit (d. i. ein olivinführender Lamprophyr) des Cabezo de Sta. Maria. Die mineralführenden hydro-thermalen Lösungen, die das letzte Ausklingen der vulkanischen Tätigkeit sind, waren kohlen säure- und schwefelsäurehaltig. Die Kohlensäure vermittelte die Bildung der Kupfercarbonate und der Eisencarbonate, aus welchen letzteren sich später das Brauneisenerz bildete. Die Schwefelquellen veranlaßten die Entstehung des Bleiglanzlagers, der in die Kupfercarbonate übergeführten Kupferkiese und der Barytgänge. Der Bleiglanz erfüllte Hohlräume des Kalkes, die Eisenerze aber erzeugten eine metasomatische Verdrängung. Für das Aufsteigen der Eisenlösungen übrigens muß wohl eine gesonderte Epoche angenommen werden. Die Vorkommen der Sierra Coscojares sind denen der Sierra de Bédar ähnlich und werden deshalb nicht besonders besprochen.

2. und 3. Die Vorkommen der Sierra Almagrera und von Herrerias hängen geologisch und örtlich zusammen. Das gebirgsbildende Gestein der Sierra ist ein Phyllit mit Quarzeinlagerungen, der an den Ausläufern von tertiären Schichten bedeckt ist, die in der Hauptsache aus Kalken, mergeligen und sandigen Tonen und aus Konglomeraten bestehen. In der Sierra Almagrera sind zwei Gangsysteme zu unterscheiden: ein jüngeres und ein älteres, von denen das letztere das bei weitem bedeutendere ist. Den Ruhm der Almagrera hat in bergbaulicher Beziehung der Jaroso-Gang begründet, der bei einer Länge von über 600 m und einer Mächtigkeit

keit von bis zu 10 m den überwiegendsten Teil der Blei- und Silberproduktion dieses Gebietes lieferte. Bei Herrerias am Westabhange der Sierra sind die Phyllite von Triaskalken und Schiefeln bedeckt, die ihrerseits von tertiären Lehmen und Konglomeraten überlagert werden. Die Kalke sind vorwiegend am Kontakte mit den Schiefeln in Eisenerz umgewandelt, die Silbererze finden sich als Imprägnation in den überlagernden tonig-sandigen Schichten. Als die Erzbringer werden jungeruptive Gesteine (Glimmer-Andesite, Dacite, Nevadite) an der westlichen Abdachung der Sierra angesehen.

A. Sachs.

J. Stirling: Monograph on the geology and mining features of Silver Valley, Herberton, North Queensland, Australia. Part I. Geology a. mining. 41 p. Fol. 1 top. Karte, 4 geol. Karten, Profile, Panoramen, 1 Taf. m. Abbild. v. Carbonpflanzen.

—: Monograph of the rocks of Silver Valley, Herberton, N. Q., Australia. Part II. Petrography. 16 p. Fol. 1 Taf. m. Dünnschliffzeichnungen. Selbstverlag der Lancelot Freehold Tin and Copper Mines, Limited, Frankfurt a. M. und London. Hannover 1905.

R. Logen Jack: The Lancelot Freehold Tin and Copper Mines, Ltd. Abstract of a report of October 1906. (The Mining Journ. London. February 9. 1907.)

Der Bericht STIRLING's, Teil I ist bereits im Jahre 1903 erstattet worden und stellt das Ergebnis einer Untersuchung während der Monate Mai—Juli desselben Jahres dar; Teil II folgte November 1904.

Das Silver Valley, in dem die der Lancelot Freehold Tin & Copper Mines, Limited gehörigen Minen liegen, bildet den höher gelegenen Teil eines östlich der Hauptwasserscheide sich erstreckenden Gebietes, das von dem Dry river durchschnitten wird, einem bedeutenden, westlichen Zufluß des Wild river oder Upper Herbert, an dem Herberton in einer Meereshöhe von 2965 Fuß und ungefähr 18 miles von den Lancelot-Minen entfernt liegt. Nach N., NW., W. und S. ist das Silver Valley von den bedeutendsten Zinndistrikten Nord-Queenslands umgeben.

Alluviales Zinnerz zog zuerst die Aufmerksamkeit auf das Dry river-Gebiet, aber erst im Jahre 1893 wurde das Anstehende, der Lancelot-Gang, von G. HARROD entdeckt gelegentlich seiner Begehungen der nördlichen Abhänge der Lancelot range, die von der Hauptwasserscheide her das Silver Valley östlich quert.

Die ältesten in dem Gebiete auftretenden Gesteine sind Sedimente entweder unterdevonischen oder wahrscheinlicher obersilurischen Alters. Darüber folgen diskordant Sedimente des Untercarbons. Damit schließt, abgesehen von jungtertiären und quartären Geröllablagerungen der Täler, die Reihe der Schichtgesteine ab. An Eruptivgesteinen sind als ältestes Glied im N. und S. die Lancelot range Granite verbreitet, die den älteren, wahrscheinlich obersilurischen Sedimenten intrusiv sind. Das jüngste Glied — jünger als das Untercarbon — bilden Effusivgesteine, verfestigte

Porphyrtuffe und -aschen (fluidal or fragmental porphyries), die sich im O. zwischen dem Dry river und dem Wild river ausdehnen. Ein im N. der Lancelot range sich von S. nach N. erstreckender präcarbonischer basischer Gesteinszug (Diorite) bildet den Schluß der flächenhaft auftretenden Eruptivgesteine.

Daneben kommen, vorzugsweise in dem Gebiete der älteren, wahrscheinlich obersilurischen Sedimente, eine Anzahl sowohl saurer (Quarzporphyr), als auch basischer (Augitporphyr) Gesteinsgänge vor, die neben dem Granit zu den weiter unten zu besprechenden Erzgängen in engster genetischer Beziehung stehen.

Im O. des Silver Valley treten als Zeugen einer jungtertiären eruptiven Tätigkeit im alten Tal des Wild river auch Basalt und Dolerit auf.

Das ganze von den paläozoischen Schichtgesteinen eingenommene Gebiet ist gewaltigen Druckkräften ausgesetzt gewesen, die die Schichten in eine Reihe unregelmäßiger Antiklinalen und Synklinalen zusammengestaucht, ferner zahlreiche Verwerfungen, sowie Gesteinsveränderungen bewirkt haben.

Die Graniteinbrüche veranlaßten des weiteren bedeutende Verwerfungen in NW.—SO.- oder W.—O.-Richtung, sowie Silifizierung und andere Gesteinsveränderungen nicht nur in den Kontaktzonen, sondern an einigen Stellen auch in beträchtlicher Entfernung davon, wo das heiße, mit Kieselsäure beladene Wasser gewisse poröse Schichten durchdringen konnte. Schließlich machen sich während der Bildung der fragmental porphyries, und zwar zur Zeit der intensivsten vulkanischen Tätigkeit, noch transversale Verwerfungen geltend, wie sie der Lancelot-Gang kennen gelehrt hat.

Der eine, NW.—SO. gerichtete Bruchspalte erfüllende Lancelot-Gang¹, dem sich noch eine Anzahl Parallelgänge anreihen, setzt steil mit südwestlichem Einfallen in Sandstein- und Tonschieferschichten auf. Er ist oberflächlich durch häufiges Auftreten eiserner Hutbildung mit Kupfercarbonaten sicher auf eine Entfernung von angenähert 500 m, vielleicht sogar noch 200 m weiter über alte Kupfererzbaue zu verfolgen. Hervorzuheben sei, daß der Lancelot-Gang zweifellos eine echte Spaltenfüllung (fissure lode) darstelle, wodurch er sich von den meisten anderen Zinnerzvorkommen im Herberton-Distrikt unterscheide.

Es sei außerordentlich wahrscheinlich, daß alle Erze im Silver Valley, wenn auch unter verschiedenen Bedingungen entstanden, so doch genetisch zusammenhängen (magmatische Differentiation und Extraktion) und von aufsteigenden Metallösungen in Verwerfung- oder Bruchspalten abgesetzt wurden, wobei metasomatische Vorgänge an vielen Stellen nebenher gingen. Den Lancelot-Gang betreffend, lasse die Erzkonzentration an der Liegend-

¹ Der Güte des Direktors der Lancelot-Gesellschaft, Herrn F. E. CLOTTEN, verdanke ich vom Hauptgang der Lancelot-Mine ein typisches Muster des interessanten Zinn-Wismut-Kupfersteins. Ref.

seite vermuten, daß die Erze hier auf metasomatischem Wege gebildet wurden, während die gelegentlichen, Bänder von Bleiglanz, Markasit und Eisenkies enthaltenden Erzfälle auf Absatz aus Lösung hindeuten.

Die eigentliche Gangmasse des Lancelot lode setzt sich in der Hauptsache zusammen aus Quarz, Eisen- und Kupferkies, Zinnoxid und gediegenem Wismut, wozu gelegentlich noch silberhaltiger Bleiglanz und Zinkblende treten. Fluormineralien fehlen hier auffallenderweise. Die Gangmächtigkeit beträgt im Mittel etwa 2 Fuß, die bauwürdige Breite jedoch meistens mehr, da das Nebengestein vielfach mit Erz imprägniert ist. Die Bildung der Erze falle vermutlich in die Devonzeit.

Von Juli 1893 bis zum 30. September 1906 sind im ganzen 12778 t Erz gefördert worden mit einem mittleren Gehalt von 8,8% Zinnstein und Wismut; der Gehalt schwankte in den einzelnen Jahren zwischen maximal 20,6% (1896) und minimal 2,8% (1906). Die größte Förderung fällt in das Jahr 1904 mit 3105 t bei einem Gehalte von 6,8% Zinnstein und Wismut. In der Tiefe wird reicheres Erz vermutet.

Im S. und SW. des Lancelot lode treten eine Anzahl Kupfer und silberhaltiges Blei führender Gänge auf, die in gleicher Weise NW.—SO. streichen und zumeist steil auch nach SW., nur einige wenige NO., einfallen. Sie alle haben sich bis auf einen, bisher frei an Zinnstein erwiesen.

Erst die sich südwestlich anschließende Magnum Bonum-Mine, die ganz in der Nähe eines Porphyritganges auf einem Vorkommen baut, das in der Form nach R. L. JACK mehr pipe als lode sein soll, gewinnt wieder Zinnstein aus einem quarz- und flußspatführenden Eisenstein, und zwar betrug der Zinnsteingehalt von 25 t im Oktober 1906 geförderten Erzes 6,2%.

Stockwerkartig im Granit sowohl im S. (Mt. Magnum), als auch im N. des Lancelot lode (Hadleigh Castle mine) auftretende Zinnsteinvorkommen haben Erz mit einem Gehalt bis zu etwa 40% Zinnstein geliefert.

O. Zeise.

H. Fischer: Die Quecksilberlagerstätten am Avala-Berge in Serbien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 245—256.)

In dem Serpentinegebiet des Avalaberges treten metamorphe Quarzstücke auf. Aufsteigende heiße Quellen haben zwar sowohl die Metamorphosierung des Serpentin und somit die Bildung der metamorphen Quarzstücke, als auch die Entstehung der Quecksilberlagerstätte veranlaßt; es hat jedoch die Bildung der metamorphen Quarzstücke und die der Quecksilberlagerstätte nicht gleichzeitig, sondern zeitlich einander folgend stattgefunden. Zwischen die Bildungszeit der metamorphen Quarzstücke und der Quecksilberlagerstätte fällt die Entstehungszeit oder wenigstens der Anfang der Bildungszeit der Spalten — Kontraktionsspalten — in den metamorphen Quarzstücken. Die Lagerstätte ist nicht bauwürdig und die Menge der Erze und ihr Gehalt an Quecksilber wird mit der Tiefe zu geringer.

A. Sachs.

H. W. Turner: The Terlingua Quicksilver Deposits. (Econ. Geol. 1. 265—281. 1906.)

Verf. beschreibt das Vorkommen der Quecksilbererze von Terlingua im Brewster County, Texas, etwa 80 Meilen Luftlinie von Marfa entfernt. Die Erze kommen in tertiären Eruptivgesteinen sowie in Sedimenten der unteren und oberen Kreide vor. Als Eruptivgesteine kommen in der Gegend Basalte, Andesite und Rhyolithe vor. Die Erze müssen als Absatz heißer Gewässer oder stellenweise auf pneumatolytischem Wege entstanden sein. Als Mineralien fand man in den Gängen: Calcit, Gips, Aragonit, Chalcedon, Eisendisulfid, Hämatit, Limonit, schwarze Manganoxyde, Kohlenwasserstoffe, Zinnober, Oxychloride, Terlinguait, Eglestonit, Montroydit, Kalomel, Flußspat.

O. Stutzer.

J. V. Lewis: An Ontario Lead Deposit. (Econ. Geol. 1. 682—687. 1906.)

Diese Bleiglanzlagerstätte liegt im Zentral-Hastings-Land, Ontario, Canada. In der Nachbarschaft der Grube treffen wir einen sehr kieselsäurereichen Phyllit und einen feinkörnigen, dunkelgrauen Quarzitschiefer. Diese Gesteine werden umgeben von Diorit, während Granit alles durchbricht. Überlagert wird der ganze Komplex von cambro-silurischen Kalksteinen (Birdseye und Black River limestone).

Als Mineral tritt in den Erzgängen fast nur Bleiglanz und Calcit auf. Am Kontakte mit dem Nebengestein, auch im Nebengestein, trifft man Markasit und Siderit, im Gange selten Zinkblende, Magnetkies und Pyrit. Ein grüngelber, wachsähnlicher Kohlenwasserstoff ist in der Gangmasse ebenfalls gefunden.

Die Menge des Bleiglanzes schwankt im Gange zwischen 5 und 40%. Der Erzprozent war stets am größten bei der größten Mächtigkeit des Ganges. Der eiserne Hut ist durch glaziale Erosion entfernt.

O. Stutzer.

J. A. Bownocker: Salt Deposits and the Salt Industry in Ohio. (Geol. Surv. of Ohio. (4.) Bull. 8. 42 p. 6 Fig. 1906.)

Verf. bespricht die Geschichte und Verbreitung der Salzindustrie in Ohio. Die vorliegende Arbeit behandelt fast nur die industriellen und nationalökonomischen Verhältnisse dieser Industrie.

O. Stutzer.

Experimentelle Geologie. Synthese der Gesteine.

Hirtz: *Reproduction expérimentale de plissements lithosphériques.* (Compt. rend. 143. 1167. 1906.)

Zwei ineinander steckende Kautschukbälle werden jeder soweit aufgeblasen, daß sie sich berühren und dann der äußere mit Paraffin überzogen. Komprimiert man dann letzteren (indem man ihn in eine Atmosphäre mit Überdruck bringt oder etwas auspumpt), so muß sich seine Kontraktionsform dem inneren Ball anpassen und seine glatte Paraffinschicht erhält nun Falten, die stets längs größten Kreisen verlaufen, an beiden Enden sich gewöhnlich in zwei solche Gabeln und so 3—8seitige konvexe Polyeder bilden, von deren Ecken zuweilen schwächere Linien konzentrisch oder exzentrisch nach einem Punkt im Innern laufen. Solange das Paraffin hinreichend starr ist, erhält man bei verschiedenen Versuchen immer wieder ähnliche Polygone, sonst aber erscheinen z. B. unterbrochene Falten, Ringwälle mit Anschwellung im Zentrum, im Kreise gruppierte, voneinander isolierte Warzen etc. Im ganzen hält Verf. das entsprechende Relief für ähnlich dem des Mondes. **O. Mügge.**

H. N. Stokes: *Experiments on the Solution, Transportation and Deposition of Copper, Silver and Gold.* (Econ. Geol. 1. 644—650. 1906.)

Die Versuche wurden in einem besonders konstruierten Apparate ausgeführt, dessen unterer Teil erwärmt wurde, während der obere Teil kühler blieb. Bei einem Gemisch von Cuprisulfat und gediegen Kupfer setzte sich im oberen kühleren Teile gediegen Kupfer ab. Dieselbe Erscheinung hatte man beim Erhitzen von Chalcocit und Cuprisulfat und beim Erwärmen von Pyrit und Cuprisulfat (18 Stunden auf 200°). Covellit dagegen ergab nach zweitägigem Erhitzen auf 200—230° kein gediegen Kupfer. Beim Erhitzen von Siderit und Cuprisulfat ergab sich im oberen Teile des Apparates gediegen Kupfer, im unteren Teile gediegen Kupfer nebst etwas Hämatit und Malachit. Hornblende und Cuprisulfat ergaben im oberen Teile gediegen Kupfer, im unteren Teile Hämatit. Silber und Cuprisulfat lieferte im oberen Teile gediegen Silber. Ferrisulphat und Gold lieferte nach 52stündigem Erhitzen auf 200° kein Gold. Mit einer Spur NaCl erhitzt, bildeten sich aber nach 40 Stunden im oberen kühleren Teile Goldkristalle. Beim Erhitzen von Gold und Ferrichlorid war nach 27 Stunden sämtliches Gold im oberen Teile niedergeschlagen. Zahlreiche Formeln erläutern diese interessanten Versuche. **O. Stutzer.**

O. Schmidt: *Der Portlandzement auf Grund chemischer und petrographischer Forschung nebst einigen neuen Versuchen.* Stuttgart 1906. 8°. 163. 8 Fig.

Nach einer kurzen Einleitung, die die Konstitutionsfrage und die Einteilung der hydraulischen Bindemittel behandelt, gibt Verf. im ersten Kapitel einen historischen Überblick über die Zementforschung. Als Erfinder des Portlandzementes gilt JOSEPH ASPDIN aus Laads. Die Herstellung des Portlandzements blieb lange Zeit ein wohlgehabtes Fabrikgeheimnis. 1843 bestanden erst drei größere Zementfabriken in England. Die erste deutsche Portlandzementfabrik wurde 1855 von BLEIBTREU in Stettin gegründet. Theoretische Arbeiten über hydraulische Kalke und Zemente wurden sowohl in Frankreich als auch in Deutschland veröffentlicht und auf diese Weise wurden eine Menge Theorien über die Chemie des Zementes aufgestellt. Eine wesentliche Erweiterung der Kenntnisse über den Portlandzement brachten die Arbeit von LE CHATELIER, die allen späteren Forschern als Grundlage dienten. Durch mikroskopische Untersuchung konnte LE CHATELIER feststellen, daß der Zementklinker in der Regel vier Mineralien neben einer glasigen Grundmasse enthält. Unabhängig von LE CHATELIER kam später TÖRNEBOHM zu ganz ähnlichen Resultaten. In einer Tabelle werden die verschiedenen Theorien über den Zement zusammengestellt.

Im zweiten Kapitel werden die Verbindungen besprochen, die im wasserfreien oder im erhärteten Portlandzement vorkommen, vermutet werden oder sonst für die Chemie des Portlandzements von Wichtigkeit sind. Es kommen in Betracht: Calciumoxyd und Calciumhydroxyd, Siliciumoxyd und Kieselsäuren, Aluminiumoxyd und -hydroxyd, Calciumsilikate, Baryumsilikate, Strontiumsilikate, Calciumaluminat und eine Reihe untergeordneter Bestandteile des Portlandzements. Verf. stellt hier nicht nur die bisher bekannten Tatsachen über diese Verbindungen zusammen, sondern fügt auch die Resultate vieler von ihm selbst angestellter Versuche bei.

„Das Brennen und der Zementklinker“ bildet den Inhalt des dritten Kapitels. Nach kurzen Mitteilungen über die Brenntemperatur bespricht Verf. die chemische Zusammensetzung des Portlandzements. Als Grenzwerte für deutsche Portlandzemente werden angeführt: Ca O 58,22—65,59 %, Si O₂ 19,80—26,45, Fe₂ O₃ 2,19—4,47, Al₂ O₃ 4,16—9,45, Mg O 0—2,89, KO + Na O 0,190—2,83, S O₃ 0,19—2,19. Glühverlust 0,26—2,67, un-aufgeschlossener Rückstand 0,12—2,38. Die mikroskopische Untersuchung des Zementklinkers ergab die Beobachtung einer amorphen Schmelze und von 4 Arten Kristallen: Alit, Belit, Celit und Felit. Diese Namen wurden von TÖRNEBOHM vorgeschlagen und in die Literatur eingeführt.

Alit, das wichtigste der Klinkermineralien, ist farblos, stark lichtbrechend und schwach doppelbrechend. Breite leistenförmige und sechseckige Schnitte sind beobachtet, die sich als rhombisch erweisen. Nach LE CHATELIER besitzt der Alit die Formel: $3 \text{Ca O} (\text{Fe} \cdot \text{Al})_2 \text{O}_3 \cdot 2 \text{Si O}_2$ und nach TÖRNEBOHM $(3 \text{Ca O} \cdot \text{Si O}_2) + 9 \text{Ca O} \cdot 2 \cdot \text{Al}_2 \text{O}_3$.

Der Belit bildet schmutziggelbe, trübe Kristalle, zeigt lebhaftes Interferenzfarben und starkes Lichtbrechungsvermögen. LE CHATELIER meint, daß der Belit Bicalciumsilikat sei; TÖRNEBOHM schreibt ihm die Formel $(2 \text{Ca O} \cdot \text{Si O}_2) + 3 \text{Ca O} \cdot \text{Al}_2 \text{O}_3$ zu.

Der Celit bildet eine dunkle, gelblichbraune bis grünlichbraune Masse von kräftiger Doppelbrechung, scheint rhombisch zu sein und hat nach TÖRNEBOHM die Zusammensetzung: $3 \text{CaO} \cdot (\text{FeAl})_2 \text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2$.

Der Felit bildet kleine, farblose Kristalle, ist stark lichtbrechend und wahrscheinlich rhombisch. Felit kann auch fehlen, und es scheint, als ob Belit und Felit sich gegenseitig vertreten.

Der glasige Rest ist farblos, isotrop und stark lichtbrechend. Über die Zusammensetzung ist nichts bekannt.

Sodann werden mikrochemische Reaktionen der Klinkermineralien mitgeteilt.

Aus dem mikroskopischen Befund des Zementklinkers läßt sich auf die Qualität desselben schließen, so daß sich auch hierin die mikroskopische Untersuchungsmethode der rein chemischen überlegen erweist und bei der praktischen Zementprüfung als ergänzendes Hilfsmittel herangezogen werden sollte.

Weiter macht Verf. noch interessante Mitteilungen von synthetischen Darstellungen besonders des Alits. Bei der Untersuchung der so erhaltenen Produkte verwendet er auch wieder das Mikroskop mit Erfolg. Eine Fülle von eigenen Untersuchungen und Versuchen teilt Verf. gerade in diesem Kapitel mit.

Im 4. Kapitel werden die Veränderungen, die der Zement bei der Lagerung erleidet, besprochen. Daran reiht sich eine ausführliche Erörterung über die Erhärtungsvorgänge des Zements, wobei namentlich auf die Untersuchungen von LE CHATELIER und TÖRNEBOHM Bezug genommen wird. Als wesentliche Bestandteile des erhärteten Zementes kommt namentlich hydratisiertes Calciumsilikat und Kalkhydrat in Betracht. Aber auch die anderen Theorien, welche über das Abbinden und Erhärten des Zementes aufgestellt sind, werden berücksichtigt und kurz besprochen. Weiter wird die Volumveränderung des erhärteten Zementes, nämlich das „Schwinden“ und vor allem aber das „Treiben“ ausführlich erörtert, die Ursachen desselben besprochen und auch Prüfungsmethoden aus der Praxis angefügt. Den Einfluß des erhärteten Zements gegen chemische Einflüsse, namentlich kohlenstoffhaltiges, fließendes Wasser erläutert Verf. zum Schluß des Kapitels. Beigegeben ist diesem Abschnitt eine Tafel, die die Zusammensetzung des Zementklinkers und den Erhärtungsvorgang veranschaulicht.

Das letzte Kapitel behandelt das Verhalten des Portlandzements gegen Meerwasser und bringt Versuche, die in dieser Hinsicht gemacht sind.

Das vorliegende Buch enthält neben der geschickten Zusammenstellung der bisherigen Forschungen über den Portlandzement viele neue Versuche des Verf.'s. Ein weiterer Punkt, der hier noch besonders hervorgehoben sein soll, ist der, daß Verf. vor allem auf die Wichtigkeit der mikroskopischen Prüfung neben der chemischen Analyse aufmerksam macht. Der Leser findet eine Fülle neuer Anregungen in dem anziehend geschriebenen Buche.

Ew. Schütze.

Topographische Geologie.

W. Paulcke: Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. Eine vorläufige Mitteilung. (Bericht. Nat. Ges. Freiburg i. B. 14. 42 p. 1 Karte. 1904.)

Mit dem von G. A. Koch herrührenden Namen Antirhätikon wird der auch als „Muttlergebirge“ oder „Sannaungruppe“ bezeichnete Gebirgsteil Graubündens belegt, der im SO. vom Inn von Guarda bis Martinsbruck, weiterhin von den kristallinen Ötztaler Alpen, im NW. von der kristallinen Silvretta begrenzt wird. Er stellt in mancher Hinsicht das leibhaftige Gegenstück des Rhätikon dar. Verf. ist damit beschäftigt, dies Gebiet genau zu kartieren.

Schichtfolge im Antirhätikon:

Das Grundgebirge mit seinen Gneisen, Hornblende- und Glimmerschiefern ist auf die Grenzgebiete, Silvretta, Ferwall und Ötztaler Alpen, beschränkt. Mancherwärts finden sich darüber Tonschiefer mit quarzigen Zwischenlagen, die als paläozoische Casanaschiefer aufzufassen sind.

Im Deckgebirge mögen gewisse Gesteine den Verrucano vertreten. Manche davon stehen mit Gipslagern in Verbindung. Mit Gips kommen auch Rauhwacken, Dolomit und Kalk vor, die dem oberen Perm oder der unteren Trias zuzuweisen sein dürften und mit denen bunte sowie schlackig aussehende, braunschwarze Schiefer vergesellschaftet sind. (Triadischer Anteil der „Bündner Schiefer“.) Die Überschiebungsscholle der Stammerspitze besteht aus Gesteinen der ostalpinen Trias, Wettersteinkalk und -dolomit (150 m), Hauptdolomit (bis 280 m) und Rhät. Zu den Raibler Schichten gehören vielleicht Tonschiefer mit herbstlaubfarbigen Verwitterungsflächen.

In den Wettersteinschichten zeigen sich Bänke mit Brachiopodendurchschnitten und eine solche mit *Lithodendron*. Außer am Stammer finden sich Triasdolomite auch an der Silvretta—Ferwall-Überschiebung.

Parallel dem oberen kristallinen Überschiebungsrand zieht sich fast durch das ganze Gebiet des Antirhätikon ein Zug von unterem Lias (Fund von *Arietites* cf. *Bucklandi*), der vorwiegend als grobspätige Echinodermenbreccie ausgebildet und fast niemals schieferig ist. Der Lias erscheint also in Adnether, nicht in Algäu-Fazies (ähnlich wie in den Nordschweizer Klippen). THEOBALD war nicht berechtigt, die Bündner Schiefer des Unterengadins auf Grund lokaler Fossilfunde für Lias zu erklären. Sie sind vielmehr z. T. sicher untere Kreide. Der Malm fehlt im Antirhätikon. Über dem Lias liegt die „Bündner Kreide“: Ton- und Kalkschiefer, feinspätige Crinoidenbreccien, Kalke und gröbere Breccien (Tristelbreccie). Die Crinoidenbreccien führen *Diplopora Mühlbergii* LOR. und neben sonstigen Foraminiferen *Orbitulina lenticularis*.

Als Tertiärflysch möchte Verf. kalkige Tonschiefer, braunsandige Bänke mit Wülsten und polygene Breccien betrachten, die dem Tertiärflysch der nordalpinen Ketten sehr ähnlich sind.

Der Antirhätikon ist reich an basischen Eruptivgesteinen (Gabbro,, Spilit, Variolit, Serpentin). „Sie liegen an den großen Überschiebungsgrenzen und scheinen in direktem Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen des ‚Aufbruchs‘ zu stehen.“ Auf tiefgehenden primären Verwerfungsspalten emporgedrungen, wurden sie sekundär mit überschoben. Trias und Spilit findet man oft, wie es scheint in primärem Kontakt, innig miteinander verquickt. Das Alter der Eruptiva muß tertiär sein, da sie zur Zeit der großen Dislokationen empordrangen. Ihr Auftreten an den Hauptstörungslinien spricht für den lokalen Charakter der Dislokationen.

Die wichtigsten stratigraphischen Unterschiede gegen den Rhätikon sind im Antirhätikon: das Vorhandensein von grobspätigem Lias, das Fehlen des Malms und der oberen Kreide.

Der Bau des Antirhätikon ist folgender:

Die Basis des Gebirges wird von den jedenfalls jungen Schiefen eingenommen. Diese „grauen Bündner Schiefer“, wie man sie früher nannte, fallen in dem Gebiet Remüs—Sins—Schuls südöstlich unter kristalline Gesteine der Lischanna-Gruppe ein. Der Zug Muttler—Mondin scheint einen von SW. nach NO. streichenden Sattel darzustellen. Die Schiefer seiner westlichen Flanke fallen westlich und nordwestlich gegen Silvretta und Ferwall ein.

Die Triasmasse des Stammerspitz ruht als Überschiebungsscholle auf den jüngeren Schiefen. Diese „Stammer-Überschiebung“ ist die untere große Überschiebung im Antirhätikon; an der zweiten, höheren, ist die kristalline Silvretta übergeschoben („Silvretta—Ferwall-Überschiebung“). Die Ränder beider Überschiebungen laufen parallel. Die Richtung der Schübe ist im Antirhätikon NW.—SO. gerichtet, daher nennt Verf. diese Überschiebungen die „Unterengadiner NW.-Überschiebungen“ im Gegensatz zu den „Unterengadiner SO.-Überschiebungen“ auf der anderen Seite des Inn.

Innerhalb der Unterengadiner NW.-Überschiebung ist ein W.—O. gerichteter Silvretta- und ein NW.—SO. gerichteter Ferwallschub zu unterscheiden. Wo diese beiden zusammentreffen (Verf. gebraucht für diese Linie die sonst auf die Umbiegungsstellen liegender Falten angewandte Bezeichnung „Scharnier“), treten Transversalverschiebungen und keilartige Einklemmungen von Sedimenten zwischen den kristallinen Massen auf.

Im Streichen und Fallen schmiegen sich die Sedimente eng an den Verlauf der kristallinen Silvretta-Masse an. Das Bild auf dem anderen Innufer ist ähnlich. Überall sind die Schubrichtungen gegen das Unterengadiner Sedimentgebiet gerichtet; das größte meßbare Ausmaß der Überschiebung beträgt 11—12 km. Im Antirhätikon und im Unterengadiner Dolomitgebiet sieht Verf. Regionen relativer Senkung, die sich in starker tektonischer Abhängigkeit von den kristallinen Massiven, die sie umgeben, befinden, indem von diesen letzteren her konzentrisch gerichtete Überschiebungen gegen jene hin stattfanden, für deren Richtung neben der Ausdehnung der Massive auch die Ausweichungsmöglichkeiten bestimmend waren. Viele Züge im Gebirge sprechen für den lokalen Cha-

rakter der Überschiebungen; man kann weder die Silvretta als Deckscholle noch das Unterengadin als Fenster auffassen.

In einem Schlußkapitel „Der Antirhätikon und der Gebirgsbau der Alpen“ wendet sich Verf. gegen alles Schematisieren bei der Erklärung des gesamten Baus der Alpen. Die Verschiedenheit der einzelnen Gebirgsteile, namentlich der West- und Ostalpen, kann nur aus ihrer Vorgeschichte verstanden werden. Die Ausbildung der Gesteine hat auf den Charakter der Dislokationen einen entscheidenden Einfluß ausgeübt¹.

Otto Wilckens.

C. Schmidt: Über das Alter des Bündner Schiefers im nordöstlichen Graubünden. (Bericht über die Vers. d. Oberrhein. geol. Ver. Sitzung Freiburg i. B. 1902.)

Die von THEOBALD gefundenen angeblichen Belemniten vom Stätzer Horn, auf die hin z. T. HEIM und SCHMIDT auf der geologischen Übersichtskarte der Schweiz die Schiefer des Prättigau, Domleschg usw. als Lias bezeichnet haben, sind nach der Untersuchung des Verf.'s nur Gesteinswülste. Die Prättigauer Schiefer dürften aber doch, wenigstens teilweise, mesozoisch sein; denn Verf. hat in kalkigen Bündner Schiefen von der Straße St. Antönien—Küblis in fein brecciösen Lagen Foraminiferen, Bryozoen und Echinodermenreste entdeckt, unter denen Nummuliten gänzlich fehlen. Vielleicht haben sich im Prättigau durch die ganze Jura-, Kreide- und Tertiärzeit hindurch flyschartige Sedimente abgelagert.

Otto Wilckens.

¹ Über seine jetzige Auffassung der Tektonik des Antirhätikons macht mir Verf. auf meine Anfrage einige nähere Mitteilungen, aus denen ich mit seiner Erlaubnis das Wichtigste mitteile: „Die allgemeine tektonische Auffassung, wie sie in meiner vorläufigen Mitteilung über den Antirhätikon niedergelegt ist, kann ich nicht mehr aufrecht erhalten. — Sie wissen, daß ich auch in meinen Vorlesungen schon lange eine andere Auffassung der allgemeinen Tektonik der Alpen vertrete. — Wer die SCHARDT'sche Deutung der Freiburger Alpen und des Chablais annimmt, kann an den Schweizer Klippen, dem Rhätikon und Plessurgebirge nicht Halt machen. Wer Säntis und Churfürsten als schwimmend anerkennt, muß auch alles, was darüber liegt, als Decke akzeptieren, also auch Silvretta und Ferwall. Wenn das Prättigau ein „Fenster“ ist, muß auch das Unterengadin ein solches sein. — Meine Beobachtungen im Antirhätikon können mit der Ueberschiebungshypothese in Einklang gebracht werden. — Die scharf ausgeprägte Lokaltektionik, die mich zur Annahme verschieden gerichteter Lokalüberschiebungen mit Transversalverschiebungen zwang, ist fraglos vorhanden; aber sie wurde erst später der weitgreifenden Regionaltektonik aufgeprägt. Im Antirhätikon muß die Lokaltektionik eingesetzt haben, nachdem schon starke örtliche Abtragung stattgefunden hatte. Die in meiner vorläufigen Mitteilung als allgemein sehr wichtig betonte Abhängigkeit der Lokaltektionik von der Gesteinsbeschaffenheit ist im Unterengadin oft in ausschlaggebender Weise bedingt.

Aber erst durch die Ueberschiebungshypothese ergibt sich ein klares Bild von der Stellung des Antirhätikon im Gesamtbau der Alpen.“ Ref.

C. Schmidt: Über die Geologie des Tunnelgebietes Solothurn—Gänsbrunnen. (Mitt. Naturf. Gesellsch. Solothurn. 14. (1902—1904.) 21 p. 1 Taf. 1904.)

Die Arbeit beginnt mit einer sehr bemerkenswerten Zusammenstellung der bisher ausgeführten Tunnels durch das Juragebirge unter dem Gesichtspunkte, inwieweit bei ihnen die geologische Voraussage eingetroffen ist. Es ergibt sich daraus, daß nur in einem einzigen Falle die wünschenswerte Kongruenz vorhanden war. Es ist hier wie bei so vielen anderen Tunnelbauten immer der Fehler gemacht, daß nicht die genaueste geologische Kartierung als unbedingt erforderliche Grundlage für das geologische Gutachten betrachtet wurde.

Leider ist es auch für den in Rede stehenden Tunnel Oberdorf—Gänsbrunnen, der die Weißensteinkette durchbricht, versäumt worden, dem Geologen die Mittel zu einer wirklich gründlichen Untersuchung zu gewähren. Was über die Geologie des Gebietes mitgeteilt werden kann, hat daher nicht erschöpfenden Charakter.

Was die Stratigraphie anlangt, so ist hervorzuheben, daß bezüglich der Entwicklung des Calloviens und des Oxford die nördlichen Teile der Weißensteinkette schon dem Grenzgebiet zwischen der aargauischen und Berner Fazies angehören. Die tertiären Mergel und Süßwasserkalke am südlichen Tunneleingang bei Oberdorf führen in drei Horizonten Fossilien, namentlich Hydrobien. Sie sind dem Unteroligocän einzureihen. Der Gebirgsrücken des Weißenstein ist nur scheinbar ein normales Gewölbe. Zwischen der Röthi, wo es etwas nach Süden, und an der Hasenmatte, wo es etwas nach Norden übergelegt ist, macht sich eine Torsion bemerkbar. Im Nordschenkel des Gewölbes tritt eine sekundäre Antiklinale auf. — Man wird beim Bau des Tunnels voraussichtlich viel Wasser antreffen, vielleicht auch Quellen mit höherer Temperatur.

Otto Wilckens.

C. Schmidt: Über die Geologie des Weißensteintunnels im schweizerischen Jura. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 57. (1905.) Monatsber. 446—454. 1 Taf. 1906.)

Die Voraussage des Verf.'s, daß der Weißensteintunnel ein Doppelgewölbe durchschneiden würde (vergl. das vorhergehende Referat), hat sich bestätigt. Wenn in den Gewölbekernen nicht, wie angenommen, Muschelkalk und unterer Lias, sondern Keuper und *Opalinus*-Schichten angetroffen sind, so beruht das auf der gewaltigen, bisher nicht bekannten Mächtigkeit der *Opalinus*-Tone. Abgesehen von dieser Feststellung hat der Tunnelbau noch einige andere interessante stratigraphische Einzelheiten kennen gelehrt, so das Auftreten der *Concavus*-Zone, eines rhätischen Bonebed-Sandsteins usw. Das im Tunnel aufgeschlossene Profil wird, soweit es dem Verf. noch zugänglich war, tabellarisch mitgeteilt.

Otto Wilckens.

L. Rollier: Sur le tunnel du Weißenstein. (Ecl. geol. Helv. 8. 541—544. 1905.)

Das Nordportal des 3656 m langen Weißensteintunnels liegt 722 m hoch bei Gänsbrunnen, das Südportal bei 670 m oberhalb Oberdorf. Der Tunnel steigt von Süden nach Norden um 1,8 ‰. Dementsprechend ist die Arbeit vom Süden viel besser fortgeschritten.

Mitten im Berg hat man als tiefste Stufe den oberen Keuper in Form bunter Mergel mit Anhydritlagen angetroffen. Während der untere Lias Gryphäen führt, ist der mittlere und obere fossilleer. Der Dogger zeichnet sich durch die graue Farbe seiner Gesteine aus, die der Tunnel in ihrer ursprünglichen Frische anschneidet. Die Zone des *Peltoceras athleta* ist durch eine meterdicke Bank von mergeligem Eisenoolith vertreten, das Oxford (in dem in der Schweiz gebräuchlichen engeren Sinne) durch schwarze Mergel.

Otto Wilckens.

E. Suess: Über das Inntal bei Nauders. (Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. 114. Abt. 1. 699—735. 1905.)

In demjenigen Teil der Alpen, der von der Reuß im Westen, von der Ötz im Osten begrenzt wird, kann man drei „Decken erster Ordnung“ unterscheiden, von denen jede in mehreren Formationen ihre faziellen Eigentümlichkeiten besitzt. Weitere Überschiebungen innerhalb dieser Massen treten nicht aus den Faziesgrenzen heraus; es sind die „Decken zweiter Ordnung“. Die erste der großen Decken ist die „helvetische“, die zweite wird die lepontinische genannt, sie zeichnet sich durch die Beteiligung der Bündner Schiefer und der basischen Eruptivgesteine an ihrer Zusammensetzung aus. Die dritte und höchste Decke 1. Ordnung ist die ostalpine. Sie enthält große Massen ihrer normalen kristallinen Unterlage, so die ganze Silvretta, die Juliergranite des Oberengadins und Teile der Bernina- und der Ötzmasse. Der Rhätikon ist ebenso wie das Umbriel-, Ducan- und Plessurgebirge ein Teil der schwimmenden Decke. Wichtig für diese Deutung ist das Gargellental, ferner das Plessurgebirge, in dem HOEK vier Gebirgsstücke unterschieden hat, die als Decken und Schuppen aufgefaßt werden müssen.

Zur Entscheidung der Frage, ob Deckenbau in den ganzen Alpen herrscht, ob sie ein einseitig gebautes Gebirge sind, wie Verf. 1873 behauptet hat, eignet sich besonders das Grenzgebiet zwischen dem östlichen und westlichen Teil des Gebirges, namentlich jenes von Ardetz bis zur Pillerhöhe nördlich von Prutz reichende, bei 17½ km Breite 54 km lange Schiefergebiet des Unterengadins, das TERMIER als Fenster gedeutet hat. Die kristallinen Massive der Silvretta und Ötz ähneln sich sehr, petrographisch und geologisch, und am Nördende des Fensters gibt es keine erkennbare Grenze zwischen ihnen. Die Silvretta kann im großen und ganzen ein O.—W. streichendes Faltensystem genannt werden, in dessen nördlichen Teilen die Bewegung gegen Norden deutlich hervortritt. Auch in der Ötzmasse ist das ostwestliche Streichen vorherrschend. Der süd-

liche Rand der Kalkalpen ist überfaltet und die nordwärts gerichtete Bewegung setzt sich in den Kalkalpen und bis in die Flyschzone fort. Zwischen Ötz- und Silvretta-Gruppe schiebt sich das Umbrailgebirge mit seinen Sedimenten ostalpinen Fazies. Diese breitet sich über dem Silvretta-Gneis aus und unter diesen sinkt vom Oberhalbstein her die lepontinische Gesteinsserie, die ferner auch die Granite vom Albula bis zum Silser See unterlagert. Die Geologie des Oberengadins in der Gegend des Silser Sees lehrt, daß der nördliche Teil der Disgrazia-Gruppe die Unterlage der lepontinischen Sedimente, diese die Basis der westlichen Bernina-Gruppe bilden. Die letztere trägt dann die ostalpinen Schichtgesteine.

Am nördlichen Ende des Fensters, bei Prutz, bildet der Bündner Schiefer von unbekanntem Alter eine NO. streichende Antiklinale. Darüber liegt Trias. Längs des Südwestrandes des Fensters sind in der lepontinischen Serie von PAULCKE Trias, Lias und untere Kreide nachgewiesen. Unter dem Mondin streicht eine Antiklinale des Bündner Schiefer hindurch, die die Fortsetzung derer von Nauders bilden. Man muß vermuten, daß in ähnlicher Weise die grünen Gesteine des Mondin-Gipfels die Fortsetzung derjenigen von Nauders sind. Ihre Basis liegt dort etwa 900 m höher als hier. Es scheint so, als ob die ganze lepontinische Serie des Fensters von den grünen Felsarten überwölbt war. Möglicherweise ist die Faltung, von der die eben angeführten Tatsachen zeugen, ganz jung, vielleicht sogar erst durch die Entlastung des Tales bei der Erosion hervorgerufen.

Im Umbrailgebirge sind überall starke Verfaltungen von Gneis und Trias zu beobachten. An seiner nördlichen Abdachung gegen das Inntal kann man eine untere lepontinische Zone unterscheiden, in der Sedimente, Serpentin und Gneis auftreten und über der eine mächtige Mulde der ostalpinen Serie mit untergeordneten Teilungen folgt. Die Verbindung zwischen dieser Überschiebung, bei der über dem Serpentin die ostalpine Trias mit einer Gneisunterlage erscheint, und der Überschiebung am Stammer Spitz, wo nach PAULCKE die Trias direkt den grünen Felsarten aufruht, bildet der Kalksteinkeil am Grünen See bei Martinsbruck, der dem Horizont der Scholle am Stammer Spitz entspricht.

Otto Wilckens.

Stratigraphie.

Permische Formation.

E. C. Case: The character of the Wichita and Clear Fork Divisions of the Permian red beds of Texas. (Bull. Amer. Mus. of Nat. Hist. 1907. 23. Art. XXIX. 659—664.)

Das Perm von Texas wird in 3 Hauptstufen eingeteilt, die Wichita, Clear Fork und Double Mountainstufen, von denen nur die beiden ersteren Wirbeltierreste bergen. Dieselben finden sich hauptsächlich in Wichita, Baylor, Archer und Willbarger Co., indessen sind auch Reste von solchen

in den Wichita Mountains und an der Nordgrenze von Oklahoma gefunden worden.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Gegend ähnlich wie das untere Perm von Afrika und Indien, die Eccä- und Talchir-Formation, sich hauptsächlich aufbaut aus Absätzen von Flüssen, die entweder in alten Deltas oder in seichten, zum Flußgebiet gehörigen Küstenstrichen abgelagert wurden. Das Material hierzu stammt ziemlich sicher von jener Erhöhung, welche heute als Wichita Mountains bezeichnet wird.

Die Hauptmasse der Schichten aller 3 Stufen ist ein feiner roter Ton, der zuweilen von Sandsteinbänken, Konglomeraten und unreinen Kalken unterbrochen wird, in der Wichita-Stufe herrschen die Tone bei weitem vor, während in der Clear Fork-Stufe der Gesteinscharakter ein mehr wechselnder wird. Diese Clear Fork-Stufe stellt eine Periode dar, in welcher die Seen seichter waren als in der vorhergehenden und in welcher die Absätze in weiten Niederungen, in relativen engen Rinnsalen mit reißenden Strömungen, oder in breiten Lagunen sich bildeten. Invertebraten fehlen völlig dem Sandstein und dem Tone der Clear Fork-Stufe, einige wenige finden sich nur in dünnen Lagen unreiner Kalksteine, ebenso werden in feinen Sandsteinen vereinzelt Farne gefunden.

In der Hauptsache wird aber die Clear Fork-Stufe, ebenso wie die anderen Stufen, von dicken Schichten roten Tones aufgebaut, der gewöhnlich sehr reich an Konkretionen, stellenweise aber auch ganz rein ist. In diesen Tönen treten zuweilen dünne Lagen von Sandsteinen auf, meist von geringer Ausdehnung und Mächtigkeit, die häufig ausgezeichnet kreuz geschichtet und häufig gefaltet sind, so daß es klar ist, daß sie das Werk lokaler Strömungen in den Absätzen des Tones darstellen. Der Ton selbst ändert seine Farbe überraschend schnell, sowohl horizontal wie vertikal, und zeigt alle Schattierungen von grau, chamois, blau und gelb; ebenso rasch wechseln auch die Tone ihre Mächtigkeit von wenigen Fuß bis zu 20 und 30.

Die unteren Stufen von Wichita und Archer Co. liegen nahezu horizontal, im Willbarger Co. hingegen neigen sie sich nach Süd und West.

Unter den zahlreichen Sandsteinen, die in den Tönen auftreten, sind einige von größerer Konstanz.

Der obere von diesen, welcher dicke Lagen roten Tones im Hangenden und Liegenden trennt, ist ein Sandstein von einer Mächtigkeit von wenigen Zoll bis zu vielen Fuß, der in seinen Farben von blau durch alle Schattierungen von braun, gelb, chamois zu einem leuchtenden rot übergeht. Der Autor nennt ihn nach der Station Fulda an der Wichita-Bahn, wo er 20 Fuß mächtig ist, *Fuldasandstein*, er verschwindet wenige Meilen östlich der Stadt Seymour (Baylor Co.). In dem Tale des Godlin Creek und im Tale des kleinen Wichita geht der Sandstein nach unten in ein Konglomerat über. Während nun der Sandstein fast fossilifer ist, ist das Konglomerat ungemein reich an Wirbeltierresten, so daß häufig ein richtiges Bonebed zustande kommt.

Unterhalb des Fuldasandsteins steht der Ton in beträchtlicher Mächtigkeit an, in ihm liegen unregelmäßig dünnschieferige Lagen von immer kreuzgeschichtetem Sand und vielfach gefalteten Sandsteinen; außerdem durchsetzen Konglomerate von Eisen und Toneisenkonkretionen (bis bohnen-groß) die Tone. Diese schlecht begrenzten Lagen von unsicherer Ausdehnung deuten sicher den Übergang von Strömungen in eine ruhige Lagune oder aber zum Flutgebiete gehörige Niederungen eines breiten Deltas an. Für diese letztere Tatsache spricht auch der Umstand, daß Wirbeltierfossilien in diesen Sandsteinen und Konglomeraten unterhalb des Fuldasandsteins ungemein selten sind und wenn solche sich finden, ist ihre Erhaltung zumeist eine recht ungünstige.

Oberhalb des Fuldasandsteins findet sich ein ziemlich mächtiges Lager von Ton (rot, blau, mit schwefelgelben Tongallen), welches seinerseits durch ein Kalklager überlagert wird, welcher die Hügel auf viele Quadratmeilen überdeckt [„six-inch“ limestone nach CASE]. Er ist gerade bei Fulda tiefbraun und ungemein hart und bedeckt wie ein künstliches Pflaster die Spitzen und Hänge der Höhen. Nach Westen und Norden wird er schieferiger und geht von chamois allmählich zu einem reinen weiß über. Schließlich verschwindet er unter einem roten und grauen Tone. Lokal geht dieser Kalk in ein Konglomerat über, in dem sich Evertibraten und vereinzelt Vertibraten finden. Letztere finden sich speziell bei Fulda darin in ganz enormer Häufigkeit. Weiter im Norden an der Südseite des Big Wichita wird dieser Kalk weiß und löst sich in verschiedene Lager auf, die durch einen grauen Ton getrennt werden. Dieser Kalkstein bildet auch den Grund der Furt, auf welcher die Seymour-Vernon-Straße den Big Wichita kreuzt. Westlich dieser Lokalität verschwindet der Kalk unter einer Schicht von rotem und grauem Ton, der seinerseits in ein hartes kieseliges Konglomerat übergeht, das zumeist purpurrote Farbe besitzt. Dies ist eines der charakteristischen Horizonte und wird von CASE Wichita-Konglomerat genannt. Über dem Konglomerat stellen sich meist rote Sandsteine ein, die lokal bis 100 Fuß anschwellen können. Diese Sandsteine rufen in der Topographie eine große Veränderung hervor, östlich der Seymour-Vernon-Straße sind die Hügel niedriger mit breiten Riffen an den Flanken, westlich im Gebiet des Sandsteins hingegen werden die Hügel hoch und mit steilen Abfällen und ragen wie isolierte Mesäs hervor.

Nördlich des Big Wichita verliert dieser Sandstein an Mächtigkeit und wird deutlich kreuzgeschichtet, lokal wird er durch Ton ersetzt. Die Gipfel der Hügel werden durch eine dünne Lage weißen schieferigen Kalkes bedeckt, welcher vielleicht das tiefste Glied der nächst höheren Gruppe, die Double Mountain-Stufe ist. Invertebraten haben sich bis jetzt noch nicht in den oberen Schichten gefunden und die Lage der Wirbeltiere ist nicht leicht bestimmbar, sie scheinen in einer oder mehreren Schichten von schieferigem Sandstein aufzutreten. Das Wichitakonglomerat scheint ganz fossilfrei zu sein.

Die ganze Formation scheint mit ziemlicher Sicherheit das Resultat

von Flußabsätzen darzustellen, entweder in der Form eines breiten Delta oder in sehr seichtem Wasser. Das Material dürfte von der Ouchita-Gebirgsmasse herrühren, welche Ende des Carbons aufgerichtet wurde und speziell von den Wichita-Bergen, die im Norden unseres Gebiets liegen.

Broili.

Triasformation.

J. P. Smith: The stratigraphy of the Western American Trias. (Festschrift zum 70. Geburtstage von ADOLF V. KOENEN. Schweizerbart'scher Verlag, Stuttgart 1907. 377—434.)

Gegenüber den älteren bereits an anderer Stelle (dies. Jahrb. 1906. II. 98 u. 298) referierten Publikationen des Verf.'s enthält die vorliegende Arbeit insoferne einige wichtige neue Beiträge zur Kenntnis der nordamerikanischen Trias, als sie das Hauptgewicht auf die Klarstellung der interregionalen Beziehungen der einzelnen Schichtgruppen der Trias des nordamerikanischen Westens legt, wie sich solche aus dem Charakter ihrer Faunen ergeben.

Untere Trias (Skythische Serie) ist in mariner Ausbildung in Kalifornien und Idaho bekannt. Sie zerfällt in drei Abteilungen (*Meekoceras* beds, *Tirolites* beds, *Columbites* beds), deren Faunen auf interregionale Beziehungen sehr verschiedener Art hinweisen. In den *Meekoceras* beds sehr nahe Beziehungen zu Ostsibirien (Ursuri-Distrikt) und Ostindien, eine erhebliche Zahl vikariierender, ja selbst gemeinsamer Cephalopodenarten, dagegen gar keine europäischen Elemente. In den *Tirolites* beds fast nur europäische (alpine) Typen — 3 Arten von *Tirolites*, je eine Art von *Dalmatites* und *Dinarites* — in den *Columbites* beds ein starkes Zurücktreten dieses alpinen Einschlages — nur noch eine Art von *Tirolites* — dagegen Beziehungen zur Olenek-Fauna Nordsibiriens [und auch solche zur Untertrias des Himalaya. Ref.]. Es muß also an Stelle der in der Unterstufe der Untertrias bestehenden offenen Meeresverbindung mit Ostasien zur Zeit der Ablagerung der *Tirolites* beds eine solche mit der alpinen Mediterranprovinz getreten sein, in den *Columbites* beds aber erfolgte ein Wiederaufleben der ersteren. Aber auch die Meeresverbindung mit der alpinen Region dauert an und macht sich zur Zeit des Muschelkalkes in dem Charakter der *Trinodosus*-Fauna in der West Humboldt Range sehr entschieden bemerkbar. Am nächsten steht die Fauna von Han Bulog in Bosnien. Ladinische Typen treten noch stärker hervor als in der Fauna von Han Bulog. Insbesondere sind *Anolcites* und *Protrachyceras* sehr häufig und wahrscheinlich amerikanischen Ursprungs. Die Beziehungen zu Asien treten erheblich zurück, während sie in den tiefsten Ablagerungen des Muschelkalkes, den *Parapopanoceras*-Schichten Kaliforniens noch über die europäischen ein wenig überwiegen. [Die Zuweisung der sehr armen Fauna der *Parapopanoceras* beds zum Muschelkalk ist nicht einwandfrei.

Verf. selbst hält ihre Zugehörigkeit zur jakutischen Stufe der Untertrias nicht für ausgeschlossen. Ref.]

Die Beziehungen der Muschelkalkfauna der Humboldt Range (Nevada) zur Trias von Rikusen (Japan) sind von E. v. MOJSISOVICs nach den älteren unzulänglichen Arbeiten von MEEK und GABB irrtümlich beurteilt worden. Sie bestehen in Wirklichkeit überhaupt nicht.

Auch in der karnischen Fauna der *Subbullatus*-Schichten in Kalifornien überwiegen die Beziehungen zur alpinen Region jene zur indischen Triasprovinz. Auch *Tropites* ist wie *Trachyceras* amerikanischen Ursprungs. Beide Gattungen kommen in Amerika noch zusammen in denselben Schichten vor, während in der alpinen Region *Trachyceras* zur Zeit der Einwanderung der *Tropitidae* bereits erloschen war. Diese Einwanderung ist wohl nicht über Indien, sondern direkt über den atlantischen Ozean (Trias von Zacatecas) erfolgt.

In der norischen Stufe macht sich ein starker borealer Einschlag geltend. Die Gruppe der *Pseudomonotis ochotica*, die aus Nordsibirien stammt, verbreitet sich südwärts entlang beider Ufer des Pazifischen Ozeans. Die *Pseudomonotis*-Schichten sind in den Vereinigten Staaten in Nevada (West Humboldt Range), wo sie auch einige Ammoniten (*Arcestes Andersoni*, *Halorites americanus*, *Rhabdoceras Russellii*, *Choristoceras* sp., *Placites humboldtensis*) geliefert haben, ferner im Star Canyon und in Kalifornien entwickelt.

Im Anschluß an die ausführlicher behandelten interregionalen Beziehungen der Triasfaunen Nordamerikas werden kurz jene der nachfolgenden Epochen besprochen. Lias (charakterisiert durch *Arietites*, während *Amaltheus* fehlt) ist ebenso wie der Dogger in Kalifornien in mediterraner Entwicklung vertreten, während die boreale Doggerentwicklung sich von Alaska südwärts bis in die Black Hills erstreckt. Diese borealen Beziehungen verstärken sich erheblich im oberen Jura (*Aucella*). Während der unteren Kreide treten wieder Beziehungen zu Indien hervor und in der oberen Kreide sind alle borealen Elemente verschwunden. Die Kreidefaunen der Horsetown und Lower Chico beds im westlichen Nordamerika tragen das Gepräge der indischen Kreidefauna (KOSSMAT). Erst im Senon (Upper Chico) öffnet sich wieder eine Verbindung gegen Osten mit dem Atlantischen Ozean. Nur eine solche ist nachweisbar im Eocän (Verbreitung von *Venericardia planicosta* aus dem Golf von Mexiko bis Oregon). Während der Pliocänzeit bildet sich die Ähnlichkeit der kalifornischen und japanischen Meeresfauna immer stärker heraus. Noch in der San Pedro-Epoche (Anfang des Pleistocäns) waren die kalifornische und japanische Meeresprovinz weder durch die tiefe Rinne am Westende der atlantischen Inselkette, noch durch den aus der Beringstraße kommenden Kaltwasserstrom unterbrochen, der heute einen Austausch kalifornischer und japanischer Formen unmöglich macht.

Diener.

Juraformation.

P. Koroniewicz: Der Jura von Wielun in Polen. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 59. 1907. 205—217.)

Besonderes Interesse bietet im Jura von Wielun das Kelloway. Während es bekanntlich im südlichen Teil des Jurazuges schwer fällt, das Callovien vom tieferen Braunjura zu trennen, tritt hier das Kelloway als selbständiges Ganzes und zwar als die Macrocephalenzone entgegen. Harter, bräunlichgelber bis weißer kalkiger Sandstein von 8 m Mächtigkeit mit *Macrocephalites* sp., *Pecten demissus* bildet die Basis, darüber folgt weicher heller, dünnplattiger kalkiger Sandstein von 0,4 m Mächtigkeit mit *M. tumidus* und *macrocephalus* und zu oberst befindet sich gelblichgrauer sandiger Kalkstein von 1,5—1,8 m Mächtigkeit mit der Hauptmasse der Versteinerungen; außer den schon genannten auch *Kepplerites Gowerianus* und *Lahusenii* und einige andere Formen. *Pecten demissus* ist in Wielun fast in jedem Gesteinsstück enthalten.

Nach Süden hin werden die Gesteine bei abnehmender Mächtigkeit reicher an Kalk, Eisen und Glaukonit. Nach oben stellt sich die sogen. glaukonitische Schicht ein, mit Formen der oberen Macrocephalenzone und des mittleren und oberen Callovien. In der Nähe von Bzów beginnt die oolithische Fazies des Callovien, die auch im Krakauer Gebiete neben Sandsteinen vorherrscht. Bei Zalas liegen über Porphyr Sande und Konglomerate, dann folgt gelblichgrauer, kalkiger Sandstein, der nach oben in eine dünne Schicht von rostfleckigem Kalk übergeht, darauf liegen weißgraue Oxfordmergel mit *Cardioceras*.

Die Oxford- und Kimmeridgekalke sind bei Wielun gegen die Sandsteine des Callovien um mehr als 7 m verworfen. **V. Uhlig.**

M. Cossmann: Troisième note sur le Bathonien de St. Gaultier (Indre). (Bull. Soc. géol. France. (4.) 7. 225—253. 2 pl.)

Neue Aufsammlungen in der Umgebung von St. Gaultier erlaubten eine Vervollständigung der Fossilliste dieser Lokalität und lieferten einzelne neue Formen, die in der vorliegenden Arbeit beschrieben sind. Bei Chitray glaubte man eine Brackwasserablagerung mit Cyrenen aufgefunden zu haben. Der Erhaltungszustand der betreffenden Reste erlaubt aber keine sichere generische Bestimmung.

Die Molluskenfauna von St. Gaultier besteht aus 106 Arten, von denen 33 dieser Ablagerung eigentümlich sind. Aus der Vergleichstabelle am Schlusse der Arbeit ergeben sich merkwürdig enge Beziehungen mit England, speziell mit Minchinhampton (44 gemeinsame Arten = 60%, dann folgen Aisne, die Ardennen und Calvados mit 40% gemeinsame Arten, dann das Boulonnais, Moselle 20%). *Cylindrites Thorenti* Buv., *Nerirella scalaris* D'ORB., *Pileolus laevis* Sow., *Atraphus Labadeyi* D'ARCH., *Camptonectes lens* Sow., *Modiola imbricata* Sow., *M. Sowerbyana* D'ORB. sind die verbreitetsten Formen. Die Ablagerung fällt zwischen das Vesulian

und Bradfordian, mit einer terrestrischen Emersion, der die fraglichen Cyrenenschichten von Chitray zugeschrieben werden.

Die neuen Arten sind: *Planorbis spissus* n. sp., *Zygopleura* (?) *Benoisti* n. sp., *Valvata Delaunayi* n. sp., *Collonia praecursor* n. sp., *Trochus* (?) *Delaunayi* n. sp., *Chlamys Grossouvrei* n. sp., *Chlamys janiroides* n. sp., *Lima pangymna* n. sp., *L. Delaunayi* n. sp., *Arca tenuicrenata* n. sp.

V. Uhlig.

J. Lewinski: Les dépôts jurassiques de la Chaîne de Sulejów. (Bull. de l'Académie des Sc. de Cracovie. Nov. 1907.)

Die als Sulejower Kette bezeichneten Juraablagerungen bilden den nordwestlichen Ausläufer des polnischen Mittelgebirges. Die genannte Kette bildet zwei Reihen von monoklinalen Juraaufbrüchen im Nordosten und Südwesten des tiefen Synklinaltales von Tomaszów, das mit Virgatenschichten und Kreideablagerungen erfüllt ist.

Sandsteine des Bath und glimmerreiche Tone des Kelloway und vielleicht auch des tiefsten Oxford bilden die Unterlage eines harten kompakten Kalkes mit Spongitesilex, mit großen Brachiopoden und anderen Formen (*Rhynchonella lacunosa dichotoma* QU., *cracoviensis* QU., *moravica* UHL., *Terebratula bisuffarcinata* SCHOTH., *Megerlea loricata* D'ORB., *Cidaris florigemma* PHILL., *Prosopon rostratum* MEYER, welche für die Spongiten und Felsenkalkfazies des oberen Oxford (Zone des *Peltoceras bimammatum*) oder mit anderen Worten für das Rauracien = untere Séquanien bezeichnend sind.

Diese Schichten werden vom oberen Séquanien (= Astartien) unmittelbar überlagert. Zu unterst liegen weiße, kompakte in zwei Fazies ausgebildete Kalke. Einerseits als *Diceras*- und *Nerineen*kalke, die nahezu den Charakter einer Riffbildung haben, andererseits als sehr feine, weiche, weiße Kalke mit einer Fauna von vorwiegend feinschaligen Bivalven, besonders *Pholadomya*.

Die ersteren enthalten *Nerinea triplicata* PUOCH, *Diceras eximium* BAYLE, *Exogyra Bruntrutana* THURM., *E. virgula* DEFR., *Goniomya litterata* SOW., *Pholadomya Protei* DEFR., *Trigonia papillata* Ag., *Rhynchonella corallina* LEYM., *Terebratula subsella* LEYM., und schlecht erhaltene Korallen.

In der Bivalvenfazies sind vertreten: *Arca burensis* DE LOR., *A. subtexata* ET., *Exogyra subnana* ET., *Lucina rugosa* RÖM., *Pecten vitreus* RÖM., und zahlreiche Dentalien und *Serpula*.

Die weißen Kalke sind von einem harten, sehr feinkörnigen, gelbgrauen Oolith mit zahlreichen Brachiopoden überlagert (*Terebratula insignis* SCHÜBL., *subsella* LEYM., *Rhynchonella corallina* LEYM., *Matronensis* DE LOR.). Darüber lagert ein feinkörniger weißer fossilfreier Oolith.

Im Kimmeridgien sind vorwiegend Mergel mit zahlreichen Ostreen entwickelt. Es lassen sich vier Unterabteilungen unterscheiden: zu unterst eine harte gelbe Muschelbreccie mit *Exogyra virgula* DEFR., *E. Brun-*

trutana THURM., *Rhynchonella corallina* LEYM., *Pecten vitreus* RÖM.; darüber ein feinkörniger schiefriger fossilfreier Oolith, über diesem weißer und gelbgrauer Kalk mit *Natica hemisphaera* RÖM., *Arca lata* DKR. et KOCH., *Astarte Matronensis* DE LOR., *Corbicella Moreana* BUV., *Rhynchonella corallina* LEYM., *Terebratula subsella* LEYM. und schließlich eine mergelige, harte, gelbgraue Muschelbank mit *Anatina insignis* CTJ., *Astarte supra-coralina* D'ORB., *Ceromya globosa* BUV., *Exogyra Bruntrutana* THURM., *E. virgula* DEFR., *Mytilus jurensis* MERIAN, *Ostrea pulligera* GOLDF., *Pecten subfibrosus* D'ORB., *Hemicidaris crenularis* AG., *H. complanata* ET., *Rhabdoceras Orbignyana* DESH., *Terebratula subsella* LEYM., *T. Zieteni* DE LOR., *Rhynchonella corallina* LEYM.

Eine auffallende Erscheinung ist das Fehlen des Oxfordien in der Kette von Sulejów.

Das oberjurassische Meer zeigt im polnischen Mittelgebirge eine deutliche Auf- und Abwärtsbewegung, und zwar einen Anstieg bis zum Rauracien, einen Rückzug im Kimmeridgien. Hervorzuheben ist eine auffallende Ähnlichkeit mit den Oberjuraablagerungen des östlichen Frankreich nur mit dem Unterschiede, daß dort der Höchststand des Meeres bereits im Argovien zu suchen ist.

J. Oppenheimer.

F. Toula: Die *Acanthicus*-Schichten im Randgebirge der Wiener Bucht bei Gießhübl. (Abh. geol. Reichsanst. 16. Heft 2. Wien 1907. Mit 19 Taf.)

Die Lokalgeologie der Umrahmung des Wiener Beckens verdankt dem Verf. bekanntlich eine lange Reihe wichtiger Fossilfunde. Unter diesen nimmt die beschriebene Fauna eine hervorragende Stelle ein. Sie stammt aus einer nur wenige Meter mächtigen Folge von roten Knollenkalken, deren Liegendes, wohlgeschichtete, hier und da hornsteinführende Kalke, nur unbestimmbare Aptychen und Belemniten enthalten. Außerdem kommen hier Neocommergel mit Hoplitin vor. Die betreffenden Jura- und Neocomgesteine bilden kleine Kuppen in den Gosaubildungen, die sich in der Gegend von Gießhübl und in der Brühl unweit südlich vom Nordrande der Kalkzone ausbreiten. TOULA vergleicht die noch wenig geklärten Lagerungsverhältnisse dieser Jurakuppen mit den karpathischen Klippen. Die oberjurassischen Gesteine sind in den niederösterreichischen Kalkalpen durch ihre abschreckende Fossilarmut wenig vorteilhaft bekannt und es ist daher gewiß von Interesse, wenn wir hier nur eine typisch mediterrane Fauna von ungefähr 82 Ammonitenarten, denen sich 2 Belemniten, 3 Brachiopoden und 2 Echiniden zugesellen, vor uns haben.

Die Bestimmung der Fauna als *Acanthicus*-Fauna wird zutreffen, ob zwar enge Beziehungen zum Untertithon hier, wie wohl bei allen derartigen Faunen der Mediterranprovinz, stark hervortreten. Die beschriebenen Formen gehören größtenteils zu Gruppen, die im wesentlichen bereits sehr gut bekannt sind. Da der Erhaltungszustand der Stücke überdies fast ausnahmslos unbeschreiblich schlecht ist, so läßt sich bei aller warmen

Würdigung der Verdienste und der Mühewaltung des Verf.'s die Frage nicht unterdrücken, ob es nicht besser gewesen wäre, die Abbildung so mancher „Arten“ zu unterlassen, deren sichere Wiedererkennung kaum gelingen kann. Als solche problematische Arten sind namentlich zu nennen: *Phylloceras giganteum* n. sp., *Perisphinctes subalpinus* n. sp., *P. cameratus* n. sp., *Simoceras admirandum-benianum* n. sp., *Perisphinctes Kiliansi* n. sp. (der Name ist bereits vergeben), *Simoceras variabile* n. sp., *Aspidoceras longispinum-orthocera* n. sp. Selbst mit *Phylloceras subalpinum* n. sp., *Perisphinctes familiaris* n. sp. und mit den neuen Varietäten von *Aspidoceras acanthicum* und *Uhlandi* wird es seine Schwierigkeiten haben, obwohl diese Formen etwas besser erhalten sind. Interessante, aber wegen schlechter und unvollständiger Erhaltung ebenfalls schwierig zu beurteilende Formen sind: *Perisphinctes valens* n. sp., *P. validus* n. sp., *P. Catulloi* n. sp. und *Simoceras(?) robustocostatum* n. sp. Die als *Hoplites* aff. *campylotoxus* UHL. beschriebene Art wäre besser als *Hoplites neocomiensis* D'ORB. zu bezeichnen.

V. Uhlig.

R. T. Whitfield and E. O. Hovey: Remarks on and Descriptions of Jurassic fossils of the Black Hills. (Bull. Amer. Mus. of Nat. Hist. 22. Art. XXIII. 389—402.)

Die vorliegende Arbeit enthält die Beschreibung und Abbildung von Versteinerungen, die E. O. HOVEY in dem noch so wenig bekannten Jura der Black Hills in Dakota für das American Museum aufgesammelt hat. Es sind das folgende Arten: *Pentacrinus astericus* MEEK et HAYDEN, *Ophiocten(?) bellefourchensis* n. sp., *Cidaris bellefourchensis* n. sp., *Pinna jurassica* n. sp., *Modiola jurassica* n. sp., *Modiolarca jurassica* n. sp., *Septifera sturgisensis* n. sp., *Astarte dacotensis* n. sp., *Trigonia sturgisensis* n. sp., *T. poststriata* n. sp., *Tancredia transversa* n. sp., *Quenstedtia planulata* n. sp., *Plenromya(?) concentrica* n. sp., *Pholadomya obscura* n. sp., *Teredo(?)* sp., *Neritoma(?) occidentalis* n. sp., *Belemnites obtusus* n. sp., *Ammonites (Aegoceras) subtumidum* n. sp., *Amm. (Amaltheus) cordiformis* M. et H.

Die Verf. machen weder den Versuch, diese Formen mit europäischen zu vergleichen, noch auch bestimmen sie das geologische Alter der Fauna. Es ist aber auf den ersten Blick zu erkennen, daß *Amm. cordiformis* nichts anderes ist, als *Cardioceras cordatum* und daß daher die beschriebene Fauna dem tieferen Teile der Oxfordstufe angehört. Speziell die auf Taf. 53 abgebildete Form ist das typische *C. cordatum*; wie in Europa, so ist es auch in Dakota von zahlreichen verwandten Formen begleitet, die von den Verf. in eine Art zusammengezogen werden. Ferner scheint es den Verf. entgangen zu sein, daß die Art, die sie als *Aegoceras subtumidum* bezeichneten, mit *Cardioceras cordatum* sehr nahe verwandt ist. Dieses *Aegoceras subtumidum* ist daher kein *Aegoceras*, sondern ein dickes *Quenstedticeras*.

Übrigens hat schon NEUMAYR die Zugehörigkeit des *Ammonites cordiformis* zu *Cardioceras cordatum* erkannt (vergl. klimatische Zonen der Jura- und Kreidezeit. p. 26). wovon die Verf. bedauerlicherweise nicht Kenntnis genommen haben. Die Vermutung liegt nahe, daß sich auch unter den als neue Arten beschriebenen Zweischalern europäische Formen befinden.

V. Uhlig.

Kreideformation.

A. v. Koenen: Über das Auftreten der Gattungen und Gruppen von Ammonitiden in den einzelnen Zonen der unteren Kreide Norddeutschlands. (Nachr. k. Ges. d. Wiss. Göttingen 1907.)

Die so fossilreichen Kreidebildungen Norddeutschlands liefern immer neues an paläontologischem und stratigraphischem Material. Immer deutlicher stellt sich heraus, daß gewisse Gattungen und Gruppen oder Untergattungen für bestimmte Stufen recht bezeichnend sind, so daß schon das Vorkommen einer vielleicht nicht einmal sicher bestimmbar Art einer solchen Gruppe meistens schon auf einen speziellen Horizont schließen läßt. So ist das untere Valanginien besonders durch Polyptychiten ausgezeichnet, die mit der *Gigas*-Gruppe des obersten Jura zusammenhängen. Auffällig ist das gleichzeitige, unvermittelte Auftreten der *Gevrili*-Gruppe (*Platylenticeras* HYATT = *Garnieria* SAYN).

Das Valanginian teilt v. KOENEN jetzt folgendermaßen ein (von oben nach unten): 5. Zone des *Saynoceras verrucosum* und *Hoplitides Arnoldi*; 4. Zone des *Polyptychites terscissus* und *Crioceras curvicosta*; 3. Zone des *Polyptychites Clarkei*; 2. Zone des *P. Brancoi* und *P. Kayserlingi* (wahrscheinlich ist noch abzutrennen eine obere Stufe mit *P. ascendens* und eine untere mit *P. bullatus*); 1. Zone des *P. diplotomus* und *Oxynoticeras Gevrili*.

In einer Fauna von *Douvilleiceras*-Arten aus dem Albien von Bettmar vermutet Verf. die Zone von Clansaye (JACOB). Dank den Bemühungen v. KOENEN's, dem sich in neuerer Zeit STOLLEY zur Seite stellte, kann man in der norddeutschen Unterkreide (Valanginian—Albian inkl.) 23 paläontologische Zonen unterscheiden, von denen nur wenige etwas unsicher sind.

V. Uhlig.

W. Kilian et L. Gentil: Sur les terrains crétacés de l'Atlas occidental marocain. (Paris. Compt. rend. 7. I. 1907.)

Nebst den bereits angekündigten Horizonten des oberen Aptien (Gargasien) und des unteren Gault (H. von Clansayes) sind im westlichen marokkanischen Atlas nach Aufsammlungen der Mission SEGONZAC noch vertreten: das untere Hauterivien mit *Leopoldia Kiliani* v. KOEN., *L. Inostranzewi* KARAK., *L. biassalensis*, *Thurmannia Thurmanni*, *Astieria*

Astieri, *Duvalia dilatata* und andere Formen, ferner das obere Hauterivien (oder Basis des Barremien) mit *Desmoceras Neumayri* HAUG, *Lytoceras densifimbriatum* UHL., *Crioceras* n. sp., endlich das Barremien in äußerst fossilreicher Ausbildung. Die Barremien-Fauna erinnert besonders an die Fauna von Cobonne (Drôme) und von Rumänien. Merkwürdig ist der Mangel der Gattung *Holcodiscus* und das Vorherrschen von Crioceren aus der Verwandtschaft des *Crioceras barremense* KIL., *Roemeri* N. et U., die sowohl mit Typen des Hils, wie der Provence verwandt sind.

V. Uhlig.

W. Kilian et L. Gentil: Sur l'Aptien, le Gault et le Cénomaniens et sur les caractères généraux du Crétacé inf. et moyen de l'Atlas occidental marocain. (Compt. rend. 7. I. 1907.)

Obwohl in den Kreidefaunen des Atlas Cephalopoden vorherrschen, ist der Charakter der Ablagerungen doch nicht der der richtigen faciès vaseux des Mediterrangebietes. Große Brachiopoden und Zweischaler in Verbindung mit der Seltenheit der Phylloceren und Lytoceren geben den Faunen einen neritischen Zug. Die Cephalopoden deuten auf einen Mischtypus. Verf. erklären dieses eigentümliche Verhältnis mit der Lage des Atlas am Südrande der mediterranen Geosynklinale; hier konnten wie am Nordrande die eurythermen Typen existieren, während die stenothermen Phylloceren, Lytoceren und Desmoceren hauptsächlich die eigentliche Geosynklinale bevölkerten.

V. Uhlig.

Tertiärformation.

G. Vasseur: Sur les fossiles de la tuilerie de Soumailles, commune de Pardailhan. (Compt. rend. Acad. Sciences. 145. 1907. 1365.)

In einer Tongrube findet sich über 4 m Ton des Obereocän 6,15 m feiner Sand, in der Mitte mit Kies und mit Kalkkonkretionen, und endlich 2,6 m Ton und dann solche mit Lagen von Kalkkonkretionen, oben in den Kalk von Castillon übergehend. Die Sande entsprechen der Molasse des Fronsadais und haben in dem Kies 45 Unterkiefer von *Paloplotherium minus* nebst zahlreichen einzelnen Zähnen und Resten von anderen Säugtieren, Schildkröten und Krokodilen geliefert, namentlich einen linken unteren Prämolare eines neuen Rhinocerotiden, vergleichbar Zähnen zweier neuer Rhinocerotiden aus dem Stampien bei Marseille im dortigen Museum, welche kurz besprochen werden. Reste von *Palaeotherium* fanden sich nicht, während sie in dem dicht darunter liegenden Kalk von Villeréal häufig sind, zusammen mit anderen Typen des Pariser Gipses.

von Koenen.

G. Vasseur: Découverte de Vertébrés dans les mollasses oligocènes du Fronsadais (bassin de la Gironde). (Compt. rend. Acad. Sciences. 145. 1237.)

Die Molasse des Fronsadais nebst dem darüber liegenden Kalk von Castillon ist unteroligocän und entspricht den grünen Mergeln des Pariser Beckens, jener dem Calcaire de la Brie. Von Ronzon sind außer den letzten *Palaeotherium* mitteloligocäne Wirbeltiere bekannt, so daß diese Fauna dem Unteroligocän zugerechnet wurde. Die fossilreiche brackische Molasse wird in der Richtung auf Libourne ärmer und geht in eine Süßwasserbildung über, aus deren Basis TOURNOUER Zähne von *Paloplotherium minus* von Aurillac anführte. Aus der Molasse selbst bei Aurillac sind jetzt 45 Unterkiefer von *Paloplotherium minus* etc. nebst Resten von Schildkröten, Krokodilen und einem Zahn eines neuen Rhinocerotiden gesammelt worden.

von Koenen.

Ph. Glangeaud: L'Allier miocène, un gisement de Vertébrés miocènes, près de Moulins. (Compt. rend. Acad. Sciences. 145. 1907. 1363.)

Bei Givreuil bei Moulins sind die Kalke des Aquitanien über 30 m mächtig und enthalten *Acerotherium lemanense*, *Amphitragulus elegans*, *Plesiomeryx gracilis*, *Cainotherium commune*, *Protapirus priscus*, *Plesictis robustus*, Reste von Vögeln, Krokodilen, Schildkröten und *Helix arvernensis*, entsprechend der berühmten Fauna von Saint-Gérand-le-Puy. Sie enthalten aber in mehrere Meter tiefen Auswaschungen Alluvionen und in einer solchen *Dinotherium Cuvieri*, *Mastodon tapiroides*, *M. angustidens*, *Rhinoceros aurelianense*, *Rhinoceros* sp., Krokodile und Schildkröten. Es sind dies mittelmiocäne Formen, wie die von Sansan, etwas jünger als die der Sande des Orléanais und älter als die von Puy-Courney und von den Cairons. Die Alluvionen enthalten hauptsächlich Gerölle von Quarz, cambrischen Gesteinen und Feuersteinen des Jura und des Tertiär, ähnlich denen von Clermont (Chanturgue, Puy-de-Var) etc.

Das Niveau des Allier des Mittelmiocän ist somit von Issoire bis Moulins festzustellen und mit dem jetzigen zu vergleichen; es liegt bei Clermont bei 600 m, also 300 m höher als jetzt.

von Koenen.

S. Blumer: Über Pliocän und Diluvium im südlichen Tessin. (Ecl. geol. Helv. 9. 61.)

Zwischen Chiasso und Balerna liegen unter dem Diluvium des Hügels von Pontegana eigentümliche Konglomerate von Liaskalkgeröllen und mehr oder minder eckigen *Scaglia*-Stücken; sie scheinen über den pliocänen Tonen zu liegen und werden als eine Deltabildung der Breggia in der Pliocänzeit gedeutet.

In der Gegend von Balerna erreichen die pliocänen Tone große Entwicklung und enthalten *Ostrea cochlear*, *Pecten dubius* etc. und viele,

schlecht erhaltene Pflanzenreste, während andere Tone zahlreiche gekritzte Gerölle führen und mit dem Kies des Roncaglia-Tales in Verbindung stehen. In der Gegend von Lugano sind die Tone von Calprino und Noranco dagegen pleistocän und dicht unter den Gletscher von den Süßwasserbächen abgelagert; die daraus von STEINMANN angeführten Foraminiferen sind umgelagert.

von Koenen.

G. Steinmann: Über die Beziehungen zwischen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. (Sitz.-Ber. niederrhein.-geol. Ver. u. naturhist. Ver. f. Rheinland u. Westf. 1907. 12.)

V. DECHEN hatte schon 1864 Kalke mit zahlreichen kleinen Schnecken bei Münstermoisfeld zu den Braunkohlentonen jener Gegend gerechnet. STEINMANN hat nun darin gut erhaltene *Hydrobia ventrosa* gefunden, daneben aber Quarzsand und größere, meist eckige Quarzbrocken, sowie auch Ton, so daß der Auflösungsrückstand dieses Littorinellenkalkes dem liegenden Gestein der Braunkohlenformation vollständig gleicht. [Der *Corbicula*-Kalk des Mainzer Beckens ist von dem Littorinellenkalk nicht scharf getrennt, der Cerithienkalk ist Oberoligocän. Ref.]

von Koenen.

E. Mordziol: Über den Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. (Sitz.-Ber. niederrhein. geol. Ver. und naturhist. Ver. für Rheinl. u. Westf. 1907. 7.)

KAISER hatte gezeigt, daß von den älteren Quarzschottern auf dem rheinischen Devon jüngere pliocäne zu trennen sind, in welchen neben anderen Geröllen auch solche von verkieselten Oolithen auftreten, und die auch im Gebiete der Maas und der niederrheinischen Bucht verbreitet sind. Es wird nun ausgeführt, daß mitteloligocäne Strombildungen westlich von Bingerbrück scharf zu trennen sind von pliocänen Schottern, welche außer Quarzgeröllen noch andere, namentlich von verkieselten Oolithen enthalten und mit den Dinotheriensanden des Mainzer Beckens in Verbindung zu bringen sind. Außerdem werden noch Schotterlager, welche eckige Quarzgerölle neben Ton und Tonsand enthalten, unterschieden und als Arenberger Schichten bezeichnet.

von Koenen.

E. Briquet: Les gisements d'oolithe silicifié de la région de la Meuse. (Ann. Soc. géol. du Nord. 36. 1907. 203.)

Im nördlichen Teile des niederländischen Limbourg finden sich in mächtigen weißen Sanden, welche vom Verf. für die Verlängerung der rheinischen Braunkohlensande gehalten werden, Kieslagen, welche zuweilen verkieselte Oolithe enthalten, so bei Sittard. Außerdem finden sich letztere in den alten Alluvionen der Maas.

von Koenen.

J. Cornet: Sur l'âge des sables blancs de Leval-Trahegnies. (Bull. Soc. géol. de Belgique. 35. Séances. 81. 13 dez. 1907.)

Weißer Sande, welche südlich von Leval-Trahegnies bis zu 15 m mächtig aufgeschlossen sind und zum Landénien sup. gestellt wurden, liegen auf der weißen Kreide und unter dunklen Tonen und unter dem marinen unteren Landénien. RUTOT stellte sie daher mit Recht zum oberen Montien. Die Fauna und Flora der Tone wird jetzt untersucht.

In der Gegend von Mons liegen ähnliche Tone unter glaukonitischen Mergeln, welche unter dem Landénien inf. folgen und vermutlich dem Heersien angehören, so daß die Tone eben älter sind als dieses.

von Koenen.

J. Spitzenberger: Gisements fossilifères dans le Molasse aux environs de Stockach. (Compt. rend. Soc. helv. Sc. nat. 89 Sess. à St. Gallen. Arch. Genève. 22. 350.)

An der Hamburg, am Bülerberg und der Hohenraithe besteht das Oligocän aus harten, weißlichen, rotgefleckten Sandsteinen mit einer dicken Einlagerung von roten Mergeln; diese werden nördlich und nordwestlich von Zizenhausen durch Mergel und Süßwasserkalke mit *Planorbis Mantelli*, *Helix rugulosa*, *H. hochheimensis* etc. vertreten, welche auf Malm liegen.

Die Sandsteine finden sich auch im Achetal zwischen Wahlwies und Nenzingen und werden von der marinen Molasse bedeckt, welche bei Berlingen, Flohloch, am Sonnenberg, Kühnberg etc. große Ausdehnung erlangt.

von Koenen.

L. Rollier: Gisement de Dysodile à Oberdorf près Soleure. (Ecl. Geol. Helv. 8. 412—414. 1905.)

Am Südportal des Weißensteintunnels bei Oberdorf ist durch den Bahnbau eine Schichtfolge aufgeschlossen, die auf Bohnerzton von etwa 10 m Mächtigkeit aufrucht und in ihrem unteren Teil eine 8 cm dicke Lage von Papierkohle (Dysodil) zeigt, die zwischen graue Mergel eingeschaltet ist. Die Papierkohle führt *Cypris*-Schalen und Skelette einiger *Smerdis*-Arten. Sie enthält 61,90 % anorganisches Material. Die Analyse des Restes ergibt 64,67 C, 6,55 H, 3,31 N, 25,57 O. Über den grauen Mergeln liegt harter Süßwasserkalk mit Steinkernen von *Hydrobia Dubuissioni* BOUILLET in 5—6 m Mächtigkeit, worauf noch einmal graue, z. T. kohlehaltige Mergel folgen. Das Vorkommen stellt ein Bindeglied zwischen dem Flyschmeer und dem Elsässer Becken dar, dem die Kalke von Münster, Brunnstatt usw. angehören.

Otto Wilckens.

Quartärformation.

A. Briquet: Note préliminaire sur quelques points de l'histoire plio-pleistocène de la région gallo-belge. (Ann. Soc. géol. du Nord. 36. 1907. 44 p.)

Einen Versuch chronologischer Ordnung der verschiedenen Schotter, der Lössen und der paläontologischen und archäologischen Lager — bezeichnet Verf. seinen Aufsatz. Er hat sich damit eine schwere Aufgabe gestellt, und wenn nicht alles, was vorgebracht wird, einwandfrei erscheint, so muß man doch bei dem trostlos verfahrenen Zustand der Diluvialliteratur für jede einigende Arbeit dankbar sein.

Den Ausgangspunkt bildet die These, daß die Vertiefung der Täler im Zusammenhang steht mit der Senkung der Erosionsbasis, oder einer negativen Strandverschiebung, welche seit Ablagerung des Pliocäns in England und Flandern, Frankreich, Belgien 150—200 m beträgt, oder richtiger überschreitet, da inzwischen das Meer wieder gestiegen ist, wie die submarinen terrestrischen Ablagerungen am Pas de Calais etc. erweisen. Entsprechend sind auch die tief eingeschnittenen Täler, nachdem das Maximum überwunden war, an der Sohle wieder mit Alluvionen, 15—20 m mächtig, aufgefüllt.

Die Flußterrassen markieren die einzelnen Phasen des creusement, wie die alten Strandlinien die negative Bewegung des Meeres — beide stehen im inneren Zusammenhange. Die Anordnung dieser Terrassen muß den Ausgangspunkt für die Einteilung des Diluviums bilden.

Zunächst wird dann die Bedeutung des Lösses gewürdigt und dabei bemerkt, daß man es mit mindestens zwei verschieden alten Lössen zu tun hat (PENCK, SCHUNACHER, STEINMANN).

Die verschiedenen limons, welche LADRIÈRE im nördlichen Frankreich unterschied, sind nichts anderes als die deutschen Lössen und ihre Entkalkungslehme. LADRIÈRE's assise supérieur (terre à brique und ergeron) ist jüngerer Lehm und Entkalkungszone (lehm d'altération BRIQUET), die verschiedenen limons der assise moyenne, wie der limon fendillé, panaché sind „lehm d'altération“ des älteren Löß; von diesem selbst hatte LADRIÈRE noch keine Ablagerungen kennen gelernt. Die assise inférieure LADRIÈRE's setzt sich nach BRIQUET aus ganz verschieden alten Terrassenschottern mit einer Lehmdecke zusammen. Das was die belgischen Geologen als limon non stratifié und limon stratifié, beziehentlich als Brabantien und Hesbayen unterscheiden, entspricht unserer Trennung von reinem Löß und von Gehängelöß und Sandlöß, ist fazieller Art. BRIQUET kommt dann auf die in Deutschland festgestellte Beziehung zwischen den Lössen und den Terrassen zu sprechen und setzt mit deutschen Autoren den jüngeren Löß in die letzte Interglazialzeit (Würm—Riß). Da der ältere Löß angeblich der Hochterrasse fehlt und nur über Deckenschotter auftritt, so fällt seine Entstehung in das Riß—Mindel Interglazial. Wäre diese Gleichung so mathematisch richtig, wie sie in der kurzen Ausdrucksweise des Verf. scheint, so wäre allerdings ein starkes Hilfsmittel für die Klassifikation

gewonnen (vorausgesetzt, daß man die beiden Lösser sicher unterscheiden kann, vorausgesetzt ferner, daß sie tatsächlich in den erwähnten limons ihre Wiederholung finden). Sie würde sogar, wie Verf. richtig bemerkt, einen Weg weisen, die Chronologie der gallo-belgischen Region und der alpinen in Einklang zu bringen. Man gewinnt auch eine sichere Chronologie für die paläontologischen und archäologischen Funde, während der umgekehrte Weg, aus den paläontologischen Funden und den archäologischen die Alluvionen zu datieren, „ne conduirait qu'à la confusion, actuellement du moins, et surtout en ce qui concerne les restes paléontologiques“. Der Zeitabschnitt, um den es sich handelt, ist so kurz, daß die Paläontologie, gestützt auf das Prinzip der Entwicklung, nur wenige, 3 oder 4 Abschnitte liefern würde, während sich aus dem Studium der Terrassen viel mehr ableiten lassen. Die paläontologische Methode wird außerdem in ihrer Sicherheit dadurch beeinträchtigt, daß Wanderungen, Rekurrenzen, Mischung verschiedener faunistischer Gruppen eine große Rolle spielen.

Unter den archäologischen Funden können, dank einer rapiden Entwicklung der Kultur, die jüngeren Industrien recht wohl zu einer feineren Einteilung mit herangezogen werden; für die Zeit des Chelléen und rückwärts wird man sich auch wieder auf die Stratigraphie stützen müssen. Die Entwicklung geht hier zu langsam; die ältere Zeit der menschlichen Industrien umfaßt die ganze Phase der Vertiefung der Täler und läßt sich doch nur in 3 Abschnitte bringen: Eolithik, Übergang, Epoche von Chelles.

Die erste Serie von Terrassen ist aus der Gegend von Paris gewählt. Es werden nicht weniger als 14 Stufen aufgezählt, die zwischen dem Flußniveau und 110 m darüber liegen. Die Unterschiede betragen zuweilen nur 2—3 m. Die oberen Terrassen sind nur in einzelnen Fetzen erhalten, die unteren aber weithin zu verfolgen und mit denen bei Rouen leicht zu koordinieren; das gilt jedenfalls für die 7 unteren Terrassen (bis 31 m), weniger für die oberen (31—108 m).

Die als Plaine de Paris bezeichneten Sand- und Kieslager, welche bei Paris den ganzen Boden zwischen den beiden Gehängen bilden, sind bei Rouen nur noch als Terrassen erhalten; den eigentlichen Boden bildet hier eine Aufschüttung, welche dem lit majeur bei Paris in der nächsten Nähe des Flusses entspricht, aber fluviomarinen Ursprungs ist. Nach der größten Vertiefung des Tales stieg das Meer wieder, wie sich aus verschiedenen Tatsachen folgern läßt.

In dem durch seine archäologisch-diluvialen Funde berühmten Sommetal sind die Terrassen nicht so günstig entwickelt wie im Seinetal, jedoch sind auch hier bei Amiens 11 unterschieden, von 81 m bis zum lit majeur, welches hier aus torfigen, 6 m dicken Ablagerungen über 4 m Kies besteht (17 bis — 7 m).

Bei Abbeville werden ihrer 8 gezählt, von 37—5 m. Die Terrasse von Menhecourt enthält eine Einlagerung mariner Sande (12—6 m); die Talebene wird von fluviomarinen Ablagerungen gebildet (bei Abbéville 12 m über 4 m Kies). Bei Menhecourt fand schon PRESTWICH seinerzeit

Gerölle kristalliner Gesteine, ähnlich wie sie CL. REID aus dem Diluvium von Sangatte beschrieb.

In der Nähe der Küste, bei Saint-Valéry, werden noch 6 Terrassen unterschieden (zwischen 45 und ca. — 13 m). Die Parallelisierung dieser verschiedenen Stufen wird mit einigem Vorbehalt auf p. 18 gegeben.

An der Mündung des Tals der Canche sind im Tertiär von Saint-Josse die Terrassen ausgezeichnet erkennbar. Die höchste liegt bei 64 m, in der fluviomarinen Ebene sind Aufschüttungen bis — 30 m nachgewiesen.

Aus den Hügeln von Artois sind zahlreiche Beispiele ausgeprägter Terrassen bekannt; als Beispiel werden die der Aa, zwischen Lumbres und Arques, angeführt (85—7 m?).

Das lit majeur (11 bis ca. 7 m) verschwindet talabwärts unter feinen Schwemmsanden, die bei Watten in die marinen Sedimente der Strandebene übergehen. Die nächsthöhere Terrasse (32—28 m) zeigt, ebenso wie die Reste der noch höheren, einen nicht unwesentlich verschiedenen Lauf der Gewässer an.

Im Tal der Maas, bei Maastricht, werden 6 Stufen unterschieden. Bei dem Interesse, welches dieses Gebiet beansprucht, seien sie kurz aufgeführt:

- 120—109 m Terrasse von Berg.
- 108—86 „ Terrasse der Campine. Plateau der Limburger Campine.
- 72—62 „ Terrasse von Elsloo. Terrasse nordwestlich von Lanaeken. Breite Terrasse des rechten Maasufers von Elsloo bis Berg und Sittard.
- 55—45 „ ? Terrasse von Caberg. Linkes Maasufer bei Caberg und Smeermaes. Mit Heide bewachsene Terrasse am Fuß der Campine zwischen Lanaeken und Dilsen.
- 47—.. „ Plaine de la Meuse. Kiesige Talsohle.
- 44—.. „ Lit majeur.

Es handelt sich hier aber nur um die niedrigeren Terrassen. Reste weit höherer Stufen finden sich um Limburg bis ziemlich weit östlich und südöstlich von der Maas. Die höchsten bedecken die Gipfelpunkte und entsprechen den Schottern, welche in der Umgegend von Lüttich in verschiedenen Lagen (175—185 m, 185—195 m, 245 m, 260—270 m) vorkommen; Niveau der Maas hier 65 m.

Damit sind nun allerdings in die alten Maasschotter auch die Quarzgerölle von Lüttich und des Limburger Landes eingereiht, welche die belgischen Karten mit Vorbehalt dem Oligocän zuschreiben. Schon FORIR hat einen Teil dieser auf den Karten mit Onx bezeichneten Gerölle als fluviatil erkannt.

Die Anreicherung an Quarzen wird auf die Zerstörung von Tertiärschichten zurückgeführt, die einst die Ardennen bedeckten und welche die Maas verschleppen mußte, ehe die Vertiefung des Tals im Schiefergebirge begann. Aus der Verteilung der Gerölle wird ein früherer Lauf der Maas nach NO. zum Rhein erschlossen. Die späteren Schotter verraten in ihrer Verteilung die allmähliche Änderung des Maaslaufes. Während der Auf-

schüttung der Campine-Stufe scheint die Maas wiederum mehr nach W. als jetzt geflossen zu sein.

Es wird nun der Versuch gemacht, die Stellung der Lössse zu bestimmen. Im Seinetal ist der ältere Löß nur als Lehm vorhanden; ihr Vorkommen übereinander wird von mehreren Stellen berichtet, von Villejuif, von der Ziegelei Mantes-la-Vile, wo sie der Talsohle bis 23 m nahekommen. Unweit Rouen werden beide Lössse mit ihren Verwitterungsböden beobachtet. Aus diesen und älteren Profilen wird gefolgert, daß der ältere Löß jünger ist als die Ablagerung der Terrassenstufe Petit-Créteil bei Paris (40—30 m; die Plaine de la Seine umfaßt das Intervall 31—21 m), und daß mithin die Mehrzahl der Terrassen ein höheres Alter als der ältere Löß oder die Mindel—Riß-Interglazialzeit besitzt. Schon vor Beginn derselben war das Tal ziemlich zu $\frac{4}{5}$ seiner jetzigen Tiefe ausgefurcht. Der jüngere Löß (Ergeron) liegt noch auf den Alluvionen der Plaine de la Seine, ist aber in seiner Ablagerung diesen zeitlich nahegerückt, da sich eine Übergangszone (zone de transition fluvio-éolienne) einschaltet. Die Lößbildung begann noch ehe die Terrassen fertig aufgeschüttet waren. Demnach wird die Aufschüttung auch der Plaine de la Seine in das letzte Interglazial gestellt.

Im Sommetal sieht man an einigen Stellen noch ungeänderten älteren Löß, überlagert vom jüngeren. Bei St. Acheul scheidet ihn eine Erosionsfläche vom Schotter, er ist also bedeutend jünger und bedeckt wahrscheinlich auch noch das tiefere Schotterniveau. Auch hier war die Talbildung schon fast vollendet. Der jüngere Löß ist jünger selbst als das Niveau von Étouvy (Erosionsfläche), dieses liegt in 19 m, das lit majeur in 17—7 m.

Bei Abbeville fehlt es leider an klaren Aufschlüssen. Die Schotter des Niveaus von Moulin-Quignon sind von altem Löß bedeckt, der jüngere Löß liegt auf denen von Menchecourt und Mautort, ohne Übergangszone. Der Tuff von Longprès ist dagegen mit diesem Löß eng verbunden, daher auch interglazial, also dem von Flurlingen nahestehend. Im Tal der Aa wird das Vorkommen des jüngeren Lösses benutzt, den Zeitpunkt der alten Flußverlegung festzustellen.

Im Maasgebiet fehlt der Löß über dem Talbodenschotter, der nur von einem Schwemmlehm bedeckt wird, ist aber vorhanden auf den Terrassen von Caberg und vielleicht mit diesen durch Übergang verbunden. Älterer Löß ist möglicherweise durch ein Vorkommen zwischen Beek und Geule angedeutet.

Im Rheintal (unterem und mittlerem) fehlt der Löß auf der Niederterrasse, ist aber auf der etwas höher gelegenen vorhanden. Also wird jene jünger, diese älter als das Ende des Riß—Würm-Interglazial, und damit ist die Äquivalenz mit der Niederterrasse und der Hochterrasse des Oberrheins hergestellt — etwas abweichend von STEINMANN, wie noch in einer Fußnote bemerkt wird.

Zu den paläontologischen Dokumenten übergehend, betont Verf. nochmals die Fehlerquellen (ungenau Fundortsbestimmung, d. h. ungenau bezüglich der Terrassenangabe, Schwierigkeit der Höhenbestimmung einer

Terrasse, Vermengung von gerollten Resten auf sekundärer Lagerstätte). Er zieht dementsprechend nur wenige Angaben heran.

Seine tal: Terrasse von Montreuil. *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Mercki*, *etruscus* (warme Fauna). Im Euretal, ungefähr im gleichen Niveau (ca. 30 m über dem Fluß), die Fauna von St. Prest, mit *Elephas meridionalis*, *Hippopotamus major*, *Rhinoceros Mercki*. Setzt man diese in die Übergangszeit zwischen Pliocän und Pleistocän, so gibt die Terrasse von Montreuil einen Anhalt, welcher Teil der Talvertiefung in die Pliocänzeit, welcher in die Quartärzeit entfällt. LAVILLE hat *Elephas meridionalis* in der etwas höheren Terrasse von Kremlin nachgewiesen. Die Fauna wird der Günz—Mindel-Interglazialzeit zugeschrieben.

Das Lager von Chelles im Marnetal mit *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Mercki*, *leptorhinus*, *Hippopotamus major* ist schon bedeutend jünger; das Niveau entspricht wahrscheinlich dem von Petit-Créteil, wo LAVILLE *Elephas antiquus* und Chellesgeräte fand. Die Aufschüttung kann wegen der Überlagerung durch älteren Löß nicht jünger sein als die Mindel—Rißzeit, ist aber wohl noch in sie hineinzuverlegen. Hierher (und in die nächstniedere Terrasse von Bonneuil) sind die bekannten Fundstellen Grenelle, Clichy, Levallois zu rechnen. An allen kommt neben *E. antiquus* auch *E. primigenius* vor, der selbst in noch höheren Lagen (Niveau von Parc-Saint-Maur — also in dem der Fauna von Montreuil und St. Prest) neben wärmeliebenden Tieren gefunden ist. Mit Recht weist Verf. auf die Schwankungen des Klimas und der Faunen hin, welche die Quartär-geschichte durchziehen.

Im lit majeure der Seine wies LAVILLE eine Reihenfolge von Schichten nach, welche von der Gegenwart bis in das Paläolithicum leiten; auf der Grenze zum Paläolithicum fand sich *Megaceros hibernicus*.

Somme tal. In der Terrasse Moulin-Quignon bei Abbeville wird das Äquivalent derjenigen von Montreuil, Villejuif und Saint Prest erblickt. Nach AULT DU MESNIL wird *Elephas meridionalis* zitiert, neben *E. antiquus*, *E. primigenius*, *Rhinoceros Mercki* und *Hippopotamus*. Möglicherweise liegt hier *Elephas primigenius* in den etwas höheren Kiesen, und es vollzieht sich dann hier ein ähnlicher Übergang zum kälteren Klima wie in der viel jüngeren Chellesterrasse. Während man weder bei Montreuil noch in Saint-Prest Chellesgeräte gefunden hat, sind sie bei Abbeville in feiner Ausführung gefunden. Die Chellesindustrie ist aber auch noch in der viel niedrigeren Terrasse von Menchecourt verbreitet.

Von Amiens bzw. St. Acheul wird das Zusammenvorkommen von *E. primigenius* und *antiquus* hervorgehoben. Die Chellesindustrie ist im Niveau von St. Acheul typisch. In höheren Lagen treten Chellesgeräte nicht in den Kiesen, sondern an der Basis des älteren Lehms auf, während die Kiese nur die eolithischen Geräte führen. Andererseits finden sich Chellesgeräte bis in sehr tiefgelegene Kiese herunter, wahrscheinlich aber auf sekundärem Lager, da hier auch die Acheuléenindustrie vorkommt.

Nach COMMONT'S Beobachtungen sind die Lößindustrien zusammengestellt:

| | | |
|---|-------------------------|--|
| Lehm des jüngeren Löß | } Oberfläche } Basis | Neolithisch |
| Jüngerer Löß | | Magdalénien |
| | | Lange Spähne vom Magdalénientypus, als fragl. Vertretung des Solutréen |
| Gerölle an der Basis des jüngeren Löß und Erosionsniveau | | Moustiérien |
| Älterer Löß (und seine Verwitterungslehme), zuweilen in der Fazies des sable gras | } Oben } Unten | Acheuléen II (le plus perfectionné) |
| | | Acheuléen I (le moins perfectionné) |
| Schotter des Niveaus von St. Acheul (sables aigres). | | Chelléen |

Auf den Flächen bei Hâvre und Rouen sind ähnliche Beobachtungen gemacht, ebenso bei Paris (Villejuif), bei Spiennes.

Aus allem folgt, daß das Acheuléen eine ältere Interglazialzeit charakterisiert, wie das Solutréen die jüngere. Die Folge der Industrien erhält durch ihre stratigraphische Bestätigung eine hohe chronologische Bedeutung.

Daß die Kiese von Montières, welche nur von jüngerem Löß bedeckt sind, Acheuléengeräte enthalten, wird nun zum Beweis, daß dieses Kiesniveau ein Äquivalent des älteren Lösses ist. Die Chellesformen des Menhecourtneaus bei Abbeville rücken dieses dagegen, Bestätigung vorbehalten, in eine Zeit, die vor der Bildung des älteren Lösses liegt.

Im Aatal haben die Schotter von Neufossé *Elephas primigenius* geliefert; sie sind mit dem jüngeren Löß verbunden durch Übergänge. Im Maastal ist die Fauna mit *E. primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* bei Caberg und Smeermaas (Niveau Caberg) nachgewiesen; die Schotter sind denen von Neufossé gleich.

E. Koken.

N. N. Bogoljubow: Über die Phasen der interglazialen Epoche im Gouvernement Moskau. (Ann. géol. minéral. de la Russie. 9. 24 ff. Russ. u. deutsch.)

Auf Grund seiner Forschungen im Gouvernement Kaluga deutet Verf. auch andere Vorkommen, so besonders auch das vielbesprochene von Troitzkoje bei Moskau, als interglazial, und macht besonders darauf aufmerksam, wie die Profile mit lakustrischen Bildungen beginnen und in Löß oder lößähnlichen Sedimenten ausklingen, also nach der feuchten Waldphase eine Steppenphase anzeigen. Die abschließende Waldphase, welche das Ende des Interglazials charakterisieren sollte, ist nicht vertreten, ihre Ablagerungen sind wohl von den Schmelzwässern des wieder nahenden Eises zerstört. Er gibt folgende, für Mittelrußland geltende Übersicht:

| Phasen | Ablagerungen | Gebiete | |
|-------------------------------------|--|---|--|
| Vordringen des Waldes in die Steppe | | | |
| Steppenphase | Sandlehm; lößähnlicher Sandlehm, Löß; durchbrochenes Relief | Gouv. Kaluga, Wladimir, Rjasan, Tula u. Smolensk | |
| See-Waldphase | Lakustrische Ablagerungen, Torflager, aus der Moräne ausgewaschener Sand | Dnjepr im Gouv. Smolensk (Klötzowo); Nebenflüsse der Oka im Kalugaer Gouvernement | |
| II. Vereisung | Moräne, Geschiebesand | Gouv. Kaluga und Moskau | |
| Interglazial | Waldphase (vermutlich) | | |
| | Steppenphase | Löß und lößähnlicher Sandlehm | Gouv. Kaluga (Lichwin) und Moskau (Kolomenskoje) |
| | See-Waldphase | Lakustrische Mergel und Lehme | Gouv. Kaluga (Lichwin) und Moskau (Troitzkoje) |
| I. Vereisung | Moränenreste, Konglomerate, Geschiebesand | Gouv. Kaluga und Moskau | |
| Vorglaziale See-Waldphase? | | | |

Es handelt sich in diesem Aufsatz weniger um neue Beobachtungen als um Interpretation älterer Angaben. Den verschiedenen Einteilungen der Eiszeit steht Verf. skeptisch gegenüber und verwarft sich dagegen, eines dieser Schemata direkt auf das große Diluvialgebiet Rußlands zu übertragen. „Die Geschichte der Eiszeitforschung in Rußland und in Deutschland zeigt uns, daß die russischen Gelehrten ihre Selbständigkeit bewahren könnten und nicht immer ihren einflußreichen Nachbarn beizustimmen brauchten. Der Gedanke von einer Eisdecke ist in Rußland keineswegs der deutschen Wissenschaft entlehnt; auf russischem Boden ist er viel früher als in Deutschland ausgesprochen worden. Es ist allgemein bekannt, daß in Deutschland dieser Gedanke erst anerkannt wurde, nachdem der skandinavische Geologe TORELL in der Sitzung der deutschen geologischen Gesellschaft (am 3. November 1875) bewies, daß die skandinavische Eisdecke sich auch auf Norddeutschland ausgedehnt hatte. KROPOTKIN und FR. SCHMIDT haben dagegen schon im Jahre 1871 und 1873 in ihren Vorträgen in den Sitzungen wissenschaftlicher Vereine in Petersburg ganz ausdrücklich den Gedanken von einer kontinentalen Vereisung von Nordeuropa, und nicht nur von Rußland, sondern auch von Nord-

deutschland ausgesprochen.“ Es liegt mir gewiß fern, die Verdienste meines verehrten Freundes FR. SCHMIDT im geringsten schmälern zu wollen, aber gegenüber der etwas chauvinistischen Sentenz, daß der Gedanke in Rußland viel früher ausgesprochen sei als in Deutschland, muß ich doch daran erinnern, daß ihn schon 1832 BERNHARDI sehr deutlich formuliert hat und daß er seitdem immer Anhänger in Deutschland gehabt hat. ZITTEL sagt sehr richtig, daß TORELL durch seinen Vortrag Norddeutschland vom Bann einer Lehrmeinung befreit hat, die mehrere Dezennien hindurch jeden Fortschritt in der Diluvialgeologie hintan gehalten hatte. „Jetzt kam man wieder auf den Standpunkt zurück, den BERNHARDI 1832 in seinem kurzen Aufsatz über den Transport der nordischen Geschiebe und Blöcke vertreten hatte.“

E. Koken.

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: 1908

Band/Volume: [1908](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1210-1277](#)