

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. Senouque: Sur la diminution de l'intensité du champ magnétique terrestre en fonction de l'altitude, dans le massif du Mont Blanc. (Compt. rend. 144. 535—538. 1907.)

Verf. hat für Orte von verschiedener Höhenlage im Montblanc-Gebiet die magnetische Deklination und Inklination gemessen und die Daten auf 1. Sept. 1906 zurückgeführt. Die hieraus abgeleiteten horizontalen Kraftkomponenten vergleicht er mit den aus den geographischen Längen und Breiten berechneten und findet, daß die ersteren oberhalb einer gewissen Höhenlage stets kleiner als die letzteren sind und daß die Differenz proportional der Höhe wächst. Die gemessenen Inklinationswinkel sind oberhalb einer gewissen Höhenlage größer als die berechneten und zeigen Abweichungen von letzteren, welche wieder annähernd proportional der Höhe ansteigen. Die Vertikalkomponenten und die Totalintensitäten vermindern sich mit zunehmender Höhe. Es scheint also mit letzterer im Montblanc-Gebiet eine Abnahme der erdmagnetischen Feldstärke verbunden, denn an lokale Anomalien kann man in Anbetracht der zahlenmäßig festgestellten Regelmäßigkeiten nicht wohl denken.

Dem Ref. erscheinen die Abweichungen der mitgeteilten Zahlen von der behaupteten Proportionalität doch ziemlich groß und die Zahl der Beobachtungsorte etwas klein.

Johnsen.

F. Leprince-Ringuet: Mesures géothermiques effectuées dans le bassin du Pas-de-Calais. (Compt. rend. 144. 347—349. 1907.)

Südlich vom Bassin der Straße von Calais wurden Temperaturmessungen bis zu Tiefen von 1400 m ausgeführt; die verschiedenen Niveaus gehören der Kreide, dem Carbon, Devon und Silur an. Für Devon und Silur ergab sich eine mittlere Tiefenstufe von

56,6 m, ein außerordentlich hoher Betrag. Nimmt man den Wärmestrom längs der Lotlinie in allen Tiefen bis 1500 m als konstant an, so ist derselbe pro Querschnittseinheit $q = K \frac{dV}{dh}$, wo K die Leitfähigkeit, V die Temperatur und h die Tiefe ist. Da nun die geothermische Tiefenstufe $n = \frac{dh}{dV}$ ist, so ergibt sich $n = \frac{K}{q}$. Es folgt also aus obiger Tiefenstufe eine besonders große Leitfähigkeit jener Devon- und Silurschichten, welche durch Tonschiefer und quarzitischen Sandstein repräsentiert werden.

Johnsen.

W. H. Hobbs: The grand eruption of Vesuvius in 1906. (Journ. of Geol. 14. 636—655. Chicago 1906.)

HOBBS bespricht nach einem kurzen Rückblick auf die bedeutendsten früheren Ausbrüche des Vesuv denjenigen vom April 1906, den größten seit der Eruption vom 15.—19. Dezember 1631, und streift zum Schluß die etwaigen zeitlichen Beziehungen zwischen Vulkanausbrüchen und Erdbeben.

Johnsen.

W. W. Atwood: Red Mountain, Arizona: a dissected volcanic cone. (Journ. of Geol. 14. 138—146. Chicago 1906.)

Dreißig Meilen nordwestlich des Dorfes Flagstaff in Arizona erhebt sich im randlichen Teil des San Francisco-Gebirges ein schlanker Tuffkegel, der „Rote Berg“, über 700 Fuß über das Plateau und 7750 Fuß über den Seespiegel. In spätertertiärer Zeit erfolgte hier ein vulkanischer Ausbruch, die Asche fiel auf ziemlich ebenes Gelände, türmte sich dann aber mit immer steilerem Böschungswinkel auf. Der aus kondensiertem vulkanischen Wasserdampf entstandene Regen sowie spätere Niederschläge schnitten tiefe radiale Furchen in die Hänge des Kegels ein und so sieht man die einzelnen Aschenschichten im Profil aufgeschlossen, ihre Zahl weist auf Tausende von einzelnen Eruptionen hin. Durch hinabfließende Wasserströme sind nach Art der Erdpyramiden Tuffkegel herauspräpariert, die einen Lavablock als Kappe tragen. Das Material repräsentiert bald feinste Asche, bald Bomben und Blöcke von 4 Fuß Maximaldurchmesser; es ist ein dunkelroter, porphyrisch struierter Andesit, der Einsprenglinge von Labradorit (bis 1 Zoll Durchmesser), Pyroxen, Hornblende und Magnetit führt. Die Bildung der großen Einsprenglinge steigert nach CHAMBERLIN und SALISBURY in hohem Maße den Gasdruck im Magma und bildet dadurch eine der Ursachen des Ausbruches! Die Gaseinschlüsse des gesamten Gesteins (I) sowie der Pyroxene (II) wurden analysiert; 1 Volum von I führt 6,37 Gas [von Atmosphärendruck. Ref.], 1 Volum von II gibt 1,11 Volume Gas.

	I.	II.
H ₂ S	0,01	8,90
CO ₂	80,38	62,62
CO	9,02	14,46
CH ₄	4,72	1,30
H ₂	1,84	7,01
N ₂	4,00	5,71
	Sa. 99,97	100,00

[Interessant ist u. a. besonders die außerordentliche Anreicherung von H₂S und von H₂ in den Pyroxenen gegenüber dem übrigen Gestein. Ref.]

Johnsen.

D. Girasoli: Analisi delle ceneri emesse nell'eruzione vesuviana dell' aprile 1906. (Atti R. Istituto d'Incoraggiamento di Napoli. (6.) 4. Napoli 1907. 7 p.)

Die am 4. und 5. April 1906 gefallene gröbere Vesuviasche ist vom Verf. dadurch untersucht, daß er dieselbe mit schwachen und starken Magneten behandelte und so zerlegte. Die ganz feine Asche war unmöglich zu zerlegen. Die vom Magneten angezogene Portion bestand hauptsächlich aus Magnetit, Lavatrümmern, Glassubstanz, Augit, Olivin, aber auch etwas Feldspat und Leucit. Ein Elektromagnet von 10 Ampere zog dieselben Mineralien an, bei 20 Ampere fanden sich Glas und Leucit nebst Feldspat. Im Rest waren sehr wenig gefärbtes Glas und die feldspatartigen Gemengteile. Alle diese Portionen sind in einen von NH₄O₃ löslichen und einen unlöslichen Teil zerlegt und diese analysiert. Da es keineswegs reines Material war, so lohnt es nicht, die Zahlentabellen wiederzugeben.

Deecke.

Ph. Glangeaud: Des divers modes de l'activité volcanique dans la chaîne des Puys. (Compt. rend. 144. 403—405. 1907.)

Hinsichtlich der Form, des Alters und der petrographischen und chemischen Beschaffenheit kann man in der Kette der Puys die aus sauren Gesteinen (Domiten) aufgebauten Vulkane von den jüngeren Kratern unterscheiden, welche basischeres Material geliefert haben. Die ersteren sind vielleicht nicht so vereinzelt und unabhängig, wie es scheint, da vieles durch die Ergüsse der jüngeren Vulkane verdeckt sein mag, vor deren Auftreten das Gebiet dem Siebengebirge auffallend geähnelt haben muß. Die zweite Gruppe zeigt mannigfache Typen, z. T. auch vulkanische Spalten, längs denen ruhige Lavaergüsse ohne beträchtliche Auswürfe erfolgten, Schlackenkegel, übereinander geschachtelte Kegel (konzentrisch oder exzentrisch), Kegel mit Adventivkratern und Explosionskratere, wie z. B. den Puy de l'Enfer. Dazu treten nicht weniger als 14 vulkanische Seen, von denen die einen alte Krater einnehmen, während die anderen aus der Absperrung einer Talpartie durch Auswürfe oder Ergüsse hervorgingen.

Johnsen.

G. Deprat: Les volcans du Logudoro et du Campo d'Ozieri (Sardaigne). (Compt. rend. 144. 1182—1185. 1907.)

Verf. schildert die jüngsten vulkanischen Bildungen des nordwestlichen Sardiniens. Das Gebiet des Logudoro und des Campo d'Ozieri, welches jene Bildungen einschließt, ist im Süden durch die gewaltigen Basaltdecken des Plateaus von Campedu und der Mte. Ferru-Gruppe begrenzt, im Westen und Norden durch die vulkanischen Bildungen von Villanova, Monteleone und der Angloma, nämlich Liparite, Trachyte, Andesite, Basalte und Limburgite; im Osten schließlich durch den kristallinen Komplex des Zentralgebietes. Die Vulkankegel obiger Gegend sind an zwei Bruchlinien gefesselt; die Gesteine dieser jüngsten vulkanischen Phase Sardiniens sind Andesite, Labradorite, Basalte und Hypersthenbasalte.

Es werden drei Gruppen unterschieden. Die erste umfaßt die Basalt- und Labradoritdecken von Padria, Giave und des Plateaus von Campedu. Krater sind nicht zu beobachten. Die Decken der zweiten Gruppe überlagern oft die vorigen, es sind die olivinreichen Basalte der Vulkane von Pozzomaggiore, Bonorva, Giave, Tiesi. Die Kegel der dritten Gruppe sind besser erhalten als die vorigen; die Gesteine sind weniger reich an Olivin und nähern sich mehr dem Andesitcharakter. Im ganzen finden sich in obigem Gebiete nicht weniger als 15 bedeutende Vulkankegel.

Johnsen.

K. Sapper: Über einige isländische Lavavulkane. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. -104—109-. 3 Fig. 1907.)

Von drei schildförmigen Lavavulkanen auf Island, die Verf. besuchte, hält er nur für den kleinsten, den Burfell bei Hlidarendi, einen 50 m über die Hochebene sich erhebenden kleinen Hügel mit drei wohlentwickelten, relativ großen Krateren die Entstehung durch einmaligen Erguß für wahrscheinlich; die beiden anderen größeren, den Selvogsheidi auf der Halbinsel Reykjanes und den Lyngdalsheidi östlich von Thingvallavatn, erklärt er mit THORODDSEN und im Gegensatz zu v. KNEBEL durch die Aufeinanderlagerung zahlreicher, von einem zentralen Krater ausgeflossener Lavaströme aufgebaut. Ein hohes Maß von Dünflüssigkeit der Lava würde sowohl die gleichförmige Oberflächengestaltung wie auch die oft sehr dünnbankige Lagerung erklären.

Milch.

C. E. Dutton: Volcanos and radioactivity. (Journ. of Geol. 14. 259—268. Chicago 1906.)

Verf. weist auf die Versuche von ELSTER und GEITEL hin, nach denen 3300 cm³ Gartenerde eine meßbare, und zwar recht beträchtliche Ionisierung der Luft bewirken und mithin eine bestimmte Radiumemanation aufweisen dürften. Diese und andere Versuche lassen die gesamte Erdradioaktivität annähernd berechnen, und da nun

nach Berechnungen von RUTHERFORD die durch Leitung und Strahlung in den Weltraum abgegebene Erdwärme der Energie von $4,1 \times 10^{-14}$ g Radium äquivalent ist, so kommt man zu dem Ergebnis, daß die durch Erd-radioaktivität erzeugte Wärmemenge etwa doppelt so groß ist als die gleichzeitige Wärmeabgabe der Erde. Danach scheint sich die letztere in einem Zustand kontinuierlicher Erwärmung zu befinden, die in gewissen Tiefen zur Verflüssigung von Gesteinen führen und die vulkanischen Erscheinungen zur Folge haben kann.

Johnsen.

G. D. Louderback: The relation of radioactivity to vulcanism. (Journ. of Geol. 14. 747—757. Chicago 1906.)

Seit der Veröffentlichung von DUTTON über Radioaktivität und Vulkanismus ist eine Untersuchung von R. J. STRUTT erschienen, welche die Radioaktivität der Eruptivgesteine betrifft und die Ausführungen DUTTON's über die Beziehung zwischen Wärmezeugung und Wärmeabgabe der Erde stützt. Alle Eruptivgesteine erwiesen sich als merklich radioaktiv, am meisten die Granite und Syenite, am wenigsten die Basalte und die basischen Extreme. Es enthält 1 cm³ Gestein $1,84 \times 10^{-12}$ bis $25,5 \times 10^{-12}$ g Radium. STRUTT findet, daß wenn man Gleichgewicht zwischen Wärmezeugung und Wärmeabgabe der Erde annimmt und die erzeugte Wärme nur dem Radium zuschreibt (in Wirklichkeit kommen Uranium und Thorium hinzu), der Radiumgehalt pro 1 cm³ nicht über $1,75 \times 10^{-13}$ hinausgehen darf. Nimmt man den mittleren Radiumgehalt der Gesteine (auf Grund obiger Erfahrungstatsachen) = 5×10^{-12} g pro 1 cm³ an, so können radioaktive Gesteine nur bis 45 Meilen unter die Erdoberfläche hinabreichen, um den gegenwärtigen Temperaturgradienten der Erde zu liefern. Nimmt man speziell granitische Gesteine an, so genügen 5—6 Meilen, nimmt man Basalte an, so sind etwa 96 Meilen erforderlich. Das Mittel ist also etwa 45 Meilen und stimmt gut mit der Tatsache überein, daß MILNE aus dem Studium der Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von Erdbebenwellen auf eine Zustandsänderung des Erdinnern bei etwa 30 Meilen Tiefe schloß.

Sodann diskutiert Verf. die DUTTON'sche Hypothese, nach welcher die vulkanische Tätigkeit auf lokaler Anreicherung der Wärme erzeugenden radioaktiven Substanzen in Erdtiefen von nur 1—2½ Meilen zurückzuführen sei, und kommt zu dem Schluß, daß jene Hypothese nicht haltbar ist, da infolge chemischer Differenzen aus geschmolzenen Sedimenten keine Eruptivgesteine von der gewöhnlichen Art entstehen können und da die die Schmelzung verursachenden radioaktiven Substanzen in den Laven ganz besonders angereichert sein müßten, was nicht der Fall.

Auch die übliche Annahme von einstigen hohen Temperaturen der Erde hält Verf. auf Grund obiger Berechnungen für

bedenklich und pflichtet daher der Aggregationshypothese bei [diese Hypothese führt aber infolge des Übergangs von kinetischer Energie in Wärme ebenfalls zu sehr hohen Anfangstemperaturen! Ref.]

Johnsen.

H. Leutz: Die süddeutschen Erdbeben im Frühjahr 1903. (Verh. d. naturw. Vereins Karlsruhe. 18. 1905. 205—225. Mit 1 Karte.)

Am 22. März 1903 morgens 6 Uhr, sowie mittags und abends, wurde an vielen Orten der bayrischen Pfalz, Badens und des Elsaß ein Erdbeben verspürt, das von der Gegend von Kandel (Pfalz) ausging. Einen Herd gleicher Lage hatte das Beben vom 24. Jan. 1880, doch übertraf dieses das von 1903 zwar nicht an Stärke der Erschütterung, wohl aber an Ausdehnung. Verf. gibt eine Liste, wo und wann der Stoß verspürt wurde und führt eine Anzahl Berichte von Zeugen auf. Das Beben ist von Seismometern in Straßburg, Göttingen und Leipzig verzeichnet. Aus den Aufzeichnungen ergibt sich eine Geschwindigkeit der Erdbebenwellen von 3485 resp. 3385 m in der Sekunde. Die Beben setzten sich in dem erschütterten Gebiete noch fort, machten sich aber z. T. auch in anderen Teilen des Schüttergebietes von 1880 bemerkbar. Kandel hatte noch am 22. Juli 1903 ein starkes Erdbeben.

All diese Erdstöße sind als eine Äußerung der fortgesetzten Senkungs- bewegungen im oberrheinischen Gebirgssystem zu betrachten.

Otto Wilckens.

St. Taber: Some local effects of the San Francisco earthquake. (Journ. of Geol. 14. 303—315. Chicago 1906.)

Das Hauptschüttergebiet des San Francisco-Erdbebens vom 18. April 1906 stellt ein schmales, längs der Pacific-Küste von NW. nach SO. verlaufendes Areal von 200 × 40 Meilen dar. Dasselbe kann auf den geologischen Bau der Umgegend zurückgeführt werden. Die Haupttäler Californiens werden nämlich durch ein System paralleler Verwerfungslinien veranlaßt, das von NO. nach SW. hinzieht. An eine dieser Linien war die Hupterschütterung geknüpft. Man beobachtet Zerreißen und Verschiebungen von Gartenzäunen, Entwurzelung von großen Bäumen, Aufreißen von Straßen und Lockerung der Steine von Mauern längs jener Verwerfungslinie.

Johnsen.

Wm. H. Hobbs: Some Topographic Features Formed at the Time of Earthquakes and the Origin of Mounds in the Gulf Plain. (Amer. Journ. of Sc. 173. 241—256. 5 Fig. 1907.)

Verf. stellt die in der Literatur geschilderten Verhältnisse der sogen. Schlammvulkane, Sandsteingänge und verwandter Erscheinungen zusammen, legt besonderes Gewicht auf den von der petrographischen

Beschaffenheit der Oberfläche abweichenden Aufbau, die reihenweise, mit Bruchlinien zusammenfallende Anordnung und den mehrfach beobachteten Zusammenhang der Entstehung resp. der Tätigkeit von Schlammyulkanen mit Erdbeben und kommt zu dem Ergebnis, daß sie auf Störungen der Grundwasser- und Gassysteme durch Erdbeben zurückgeführt werden müssen. In der Gegenwart bilden sich Schlamm- und Sandhügel nur dort, wo orographische Schollen im Sinken sind, was mit ihrer Häufigkeit in Deltaregionen übereinstimmt. Es stimmt dies ferner vollkommen mit den Ergebnissen der bradyseismischen Studien überein; alle Küstenlinien der Kontinente sind gegenwärtig in Hebung begriffen, mit deutlicher Ausnahme der Deltagebiete der großen Ströme. Milch.

R. A. Daly: The Limeless Ocean of Pre-Cambrian Time. (Amer. Journ. of Sc. 173. 93—115. 1907.)

Verf. sucht für die auffallende Tatsache, daß die gewaltigen Sedimentmassen des Präcambriums (von der Beltina Danai abgesehen) nahezu frei von organischen Resten sind, während das Cambrium eine hochentwickelte Fauna aufweist, eine neue Erklärung; die bisherigen Annahmen: 1. Zerstörung der organischen Reste durch dynamische Einwirkung auf die Gesteine; 2. Hypothese von W. K. Brooks im Journal of Geology. 2. 455. 1894, nach der die zunächst schalenlosen pelagischen Tiere erst zum Beginn des Cambriums die Küstenzone besiedelt und infolge des hier heftig werdenden Kampfes um das Dasein eine rapide Entwicklung durchgemacht hätten, die zur Bildung von Hartteilen geführt habe, genügen ihm nicht.

Unter Berufung auf die Experimente von IRVINE und WOODHEAD, MURRAY und IRVINE (dies. Jahrb. 1892. II. - 248—250-) und anderen, sowie ANDRUSSOW's Untersuchungen der Verhältnisse des Schwarzen Meeres, unter Zugrundelegung der Evolutionshypothese und der Ergebnisse der geologischen Forschung für das Eozoicum geht Verf. von folgenden Voraussetzungen aus:

1. Das präcambrische Meer war erfüllt von schalenlosen, pelagisch lebenden Tieren, deren Körper, da eigentliche Raubtiere noch nicht entwickelt waren, nach dem Tode in großen Massen zu Boden sanken und dort unter Mitwirkung der Bakterien verfaulten. 2. Das bei dem Fäulnisprozeß in großer Menge entstehende Ammoniumcarbonat vermag aus dem Meerwasser das gesamte Calcium als CaCO_3 und einen großen Teil des Magnesiums als basisches Carbonat zu fällen; die Fällung des Magnesiums wird erleichtert durch Zurücktreten oder Fehlen gelöster Kalksalze.

Verf. nimmt nun an, daß die vom Azoicum her im Meerwasser befindlichen Kalksalze im Eozoicum bald nach Auftreten der Organismen ausgefällt wurden, so daß das Wasser in dieser Zeit tatsächlich kalkfrei und eine Ausscheidung kalkiger Hartteile mithin unmöglich war — der Nachweis, daß Vertreter der Haupttypen der marinen Tiere im Seewasser leben können, dem Kalksalze gänzlich entzogen sind, ist durch IRVINE und WOODHEAD (Proc. Royal Soc. of Edinburgh. 16. 324. 1889) geführt worden.

In dieser Zeit konnten nur chitinöse Schalen und Skelette gebildet werden, die naturgemäß für eine Erhaltung durchaus ungeeignet waren.

Gegen das Ende des Eozoicums machte sich eine gewaltige Gebirgsbildung, begleitet von einem sehr bedeutenden Anwachsen des Festlandes, geltend; die auf trocken gelegte Kalke und basische Eruptivgesteine einwirkende Verwitterung führte dem Meere soviel Kalk an, daß eine fundamentale Änderung der Lebensbedingungen der marinen Tiere stattfand; auch später war das Verhältnis von Land zu Meer stets derartig, daß ein bedeutender Überschuß von Kalk über das von dem Ammoniumcarbonat geforderte Quantum vorhanden war, der die Ausscheidung von kalkigen Hartteilen gestattete. Die kalkig-chitinösen Panzer der cambrischen und ordovicischen Trilobiten und die entsprechend aufgebauten Schalen der gleichalterigen Brachiopoden bilden den Übergang zwischen der eozoischen Tierwelt mit vorherrschend weichem Körper und der postcambrischen mit überwiegend kalkigen Hartteilen.

Aus den gleichen Annahmen und Beobachtungen erklärt sich auch die Häufigkeit von Dolomiten, magnesiumreichen Kalken und Tonen etc.; auch die Magnesiumsalze wurden durch das bei der Fäulnis sich entwickelnde Ammoncarbonat ausgefällt, und zwar um so leichter, da das Meer des Eozoicum nahezu frei von Kalksalzen war; mit der Zunahme des Kalkes im Meer in den späteren Zeiten mußten auch $MgCO^3$ -reiche Gesteine seltener werden. Für die Entstehung des „Dolomit“ wird auf die Möglichkeit der Einwirkung des $MgSO^4$ -haltigen Wassers auf das ausgefällte $CaCO^3$ hingewiesen in dem Sinne, daß ein Teil des ausgefällten $CaCO^3$ durch $MgCO^3$ ersetzt wurde. Auch die Sideritlagerstätten des Eozoicum, sowie die sie begleitenden Kieselgesteine und Jaspis werden auf den gleichen Vorgang zurückgeführt; als Beweis für die gewaltige Entwicklung der Tierwelt wird auf die aus eozoischen Sedimenten austretenden Petroleumvorkommen und Gasemanationen hingewiesen.

Milch.

Petrographie.

A. Fleischer: Untersuchungen zum Beweise der Ausdehnung des Basalts beim langsamen Erstarren. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. -122—131-. 1907.)

C. Doelter: Über die Frage der Ausdehnung der Silikate beim Erstarren. (Ibid. -217—220-.)

A. Fleischer: Zur Frage der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren. (Ibid. -317—321-.)

1. A. FLEISCHER kam zu der Überzeugung, daß die bekannten Versuche von BARUS und DOELTER über das Verhältnis der spezifischen Gewichte von Silikaten und ihren Schmelzen teils durch Anwendung zu geringer Mengen, teils durch schädliche Einflüsse von Gasen mit Fehlern behaftet seien und stellte demgemäß Versuche an größeren Mengen von Basalten

d*

an (über 4 kg), die er von Gasen möglichst durch viermalige Schmelzung zu befreien suchte. Für derartige Versuche geeignet erwiesen sich im Graphittiegel eingesetzte dünne Porzellantiegel. Bei diesen Untersuchungen ergab sich folgendes:

Stets blieben die oberen, noch nicht geschmolzenen, aber gesinterten Stücke auf der Schmelze liegen; auf die hellgelbglühende Schmelze auffallende Stücke von blasenfreiem, durch Umschmelzung gewonnenem Basalt von appr. 30 g Gewicht waren bei fortgesetzter Erhitzung noch nach 40 Minuten auf der Oberfläche deutlich sichtbar, ebenso verhielten sich größere Stücke von 60—70 g, die nach dem Erkalten deutlich über die glatte Oberfläche herausragten, mit ihr aber gut verschmolzen waren.

Die Porzellantiegel erhielten niemals beim Erhitzen Sprünge, aber zerbrachen regelmäßig beim Erkalten; hierbei wurde bisweilen unmittelbar über der Oberfläche der Schmelze ein sprungfreier Ring abgesprengt, während der untere Teil der Wandung regelmäßig in kleine Scherben zertrümmert war. „Es kann dies nur auf einer Ausdehnung der Schmelze beim Erstarren beruhen.“

2. C. DOELTER bemängelt an den Versuchen A. FLEISCHER's besonders die Verwendung von geschmolzenem Basalt als Schwimmkörper und spricht Versuchen mit Schwimmkörpern, deren spezifisches Gewicht nicht bedeutend über dem Gewicht der Schmelze liegt, überhaupt jede Beweiskraft ab, da die Ofengase stets den Tiegel durchdringen und den Schwimmkörper nach oben treiben. Auch muß der Schwimmkörper einen höheren Schmelzpunkt besitzen als die Schmelze. Schließlich konstatiert er, daß viele Hunderte von Tiegeln bei seinen und den Versuchen anderer bei der Erstarrung des Schmelzflusses unversehrt geblieben sind.

3. In seiner Erwiderung betont A. FLEISCHER, daß die von ihm angewendeten Porzellantiegel für Ofengase undurchlässig sind und legt Gewicht auf das Zerspringen des unteren Tiegelteils in kleine Scherben bei jeder von ihm beobachteten Erstarrung der Basaltschmelze. **Milch.**

E. Sommerfeldt: Über den Ursprung des Ammoniaks der Laven. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. -193—195-, 1907.)

Verf. ist mit STOCKLASA und anderen Forschern der Ansicht, daß BUNSEN's Erklärung des Ammoniakgehaltes der Laven durch Verbrennung von organischen, besonders pflanzlichen Stoffen an der Erdoberfläche nicht für alle Fälle zutrifft, sondern daß, wie speziell die letzte Vesuverruption gelehrt hat, ein Teil der Ammoniumderivate in Laven auf anorganische Prozesse zurückzuführen ist. Gegen STOCKLASA's Ansicht, das Vorkommen von Ammoniak sei „eine Äußerung der Entgasung des Erdinneren“, führt er das Fehlen von Stickstoffverbindungen in Tiefengesteinen an, in denen man, falls das Magma im Erdinneren schon Stickstoff enthielte, Bildungen wie das äußerst beständige Stickstoffsilicium erwarten müßte. Verf. führt

Ammoniak und Ammoniumsalsze der Lava auf den Stickstoff der Luft zurück, der in Enklaven von Luft, die im Krater von der schmelzflüssigen Masse umschlossen werden, vielleicht nach folgender Gleichung Ammoniumsalsze liefert: $N + H$ (infolge der Dissoziation des Wasserdampfes anzunehmen und mehrfach in vulkanischen Exhalationsprodukten nachgewiesen) $+ 2H^2O + CO = NH^4HCO^3$. Ähnliche Vorgänge sind künstlich nachgeahmt, so die Erzeugung von Ammoniak durch Einblasen von Luft in einen mit Kohle und Carbonaten beschickten Ofen (MACKAY und HUTCHESON) und durch Überleiten von Luft und Wasserdampf über erhitzten Torf (G. W. IRELAND und H. ST. SUGDEN).

Milch.

H. Pohlig: Zur Lakkolithenfrage. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. -278—280-. 1907.)

Verf. hält die Lakkolithenhypothese aus physikalischen Gründen für falsch: die glutflüssigen Massen finden entweder in kompakten Schichten Widerstand genug zu einer geringen Hebung derselben, und diese brechen dann, oder das Hangende ist weiches Material und bietet dann keinen genügenden Widerstand für irgendwelche Art der Hebung.

An ihre Stelle will Verf. eine rein tektonische Erklärung setzen: mehrere Spalten kreuzen sich und schneiden ein Stück der Erdrinde heraus, von dessen Bruchflächen die hauptsächlichsten nach oben nicht konvergieren. Bei der lateralen Pression werden derartige Stücke langsam nach oben gedrängt und bringen eventuell eingelagerte Intrusionen mit herauf, welche vor der Aufwärtsbewegung in der Tiefe von den Hauptbruchspalten aus in die sekundären eindringen. Das allseitige Einfallen der Schichten nach außen, rings um den „Horst“ herum, erklärt Verf. durch Schleppung der Schichten nach oben infolge Aufwärtsbewegung des Horstes.

Milch.

G. F. Becker: Current Theories of Slaty Cleavage. (Amer. Journ. of Sc. 174. 1—17. 6 Fig. 1907.)

Verf. hat mehrfach die Ansicht vertreten, daß Schieferung unabhängig von der Anordnung blätteriger Komponenten ist und nicht senkrecht zur Druckrichtung sich bildet, sondern einen Winkel mit dieser Richtung einschließt (vergl. dies. Jahrb. 1905. II. -408-). Er faßt seine Theorie in den Satz zusammen: „that slaty cleavage is due to solid flow attendant upon rotational strains“ und verteidigt sie in dem vorliegenden, wesentlich gegen die Abhandlung von LEITH, Rock Cleavage (U. S. Geol. Surv. Bull. 239. 1905), gerichteten Aufsatz. Er wendet sich speziell gegen die Annahme von LEITH, der diese Theorie nur in den verhältnismäßig seltenen Fällen von „fracture cleavage“ (bei Fehlen einer Parallelanordnung blätteriger Gemengteile und bei Abweichung der Schieferungsrichtung

von der Ebene paralleler Anordnung blätteriger Gemengteile) gelten lassen will, aber in den viel häufigeren Fällen von „flow cleavage“ diese durch Rekristallisation hauptsächlich in Ebenen senkrecht zum stärksten Druck erklärt.

Milch.

E. Düll: Ergebnisse petrographischer Studien an Eruptivgesteinen und kontaktmetamorphen Sedimenten aus dem rheinpfälzischen Gebiete zwischen Glan und Lauter. (Geogn. Jahreshfte. 1904. 17. 235—247.)

Die Untersuchung bezieht sich auf die von K. BURCKARDT während seiner Aufnahmen in der Rheinpfalz gesammelten Gesteine. Einerseits handelt es sich um Gesteine aus der Reihe der Quarzporphyre, die als Lakkolithen und Lagergänge auftreten und je nachdem mikrogranitische oder porphyrische Struktur aufweisen. Die Auffassung von BURCKARDT, daß es sich um intrusive Gesteine, nicht um Deckenergüsse handle, konnte durch die mikroskopische Untersuchung der hangenden Schichten bestätigt werden. Als kontaktmetamorphe Erscheinungen werden aufgefaßt: 1. Eine je nach der Größe zunehmende mechanische Beeinflussung der Quarzkörner in den Sedimenten. 2. Quarzkörneranhäufungen, von Sericit-häutchen z. T. durchzogen mit Quarzinfiltrationen. 3. Aus mechanisch stark beeinflusstem eisenreichen Biotit entsteht — offenbar durch die Wirkung überhitzten Wassers — farbloser Glimmer unter Ausscheidung von krümeligem Fe_2O_3 . 4. Als pneumatolytische Kontaktwirkung erscheint im tonigen Bindemittel der stärkst veränderten Stellen neugebildeter Turmalin.

Des weiteren galt die Untersuchung Gesteinen aus der Reihe der Augit-Porphyrite, die ident sind mit den „glimmer-(biotit-)armen Augit-Kersantiten“ der preußischen Landesaufnahme, sowie den Diabasporphyriten E. COHEN's. Sie werden als „Cuselite“ zusammengefaßt, deren Hauptmerkmale sind: feinstengelig-diabasische Grundmasse (Feldspate mit geringen Auslöschungsschiefen, Zwischenklemmungen von chloritischer, oft sehr chrysotilähnlicher Substanz, die teils aus Pyroxen, teils aus Biotit hervorgegangen ist; kleine Resteckenausfüllungen von Quarz) mit Einsprenglingen hypidiomorpher Plagioklase von mittlerer Basizität und kleiner tiefbrauner Biotitkristalle. Tiefenformen der Cuselitreihe mit gabbroidem, d. h. grobdiabasischem Typus finden sich in den großen stockartigen Massen von Kiefernkopf, Schneeweiderhof und vom Potschberg.

Als basaltischer Melaphyr wird ein Gestein „am oberen Ausgang der Böhrbachwiese, am Plateau östlich von Lachenpest und Dörnes“ beschrieben.

Die Cuselite stellen ebenso wie die Quarzporphyre intrusive Massen dar; es gelang, im Hangenden der Cuselite kontaktmetamorphe Erscheinungen nachzuweisen ähnlich denen der Quarzporphyre.

Hans Philipp.

L. Finckh: Über einen am 6. Januar 1908 in Norddeutschland beobachteten Staubfall. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. -326--327-. 1907.)

Staubproben aus der Umgegend von Berlin wie aus Groß-Rosainen in Westpreußen bestanden wesentlich aus winzigen Plättchen von Plagioklas und stark pleochroitischem Hypersthen, vereinzelt fand sich monokliner Pyroxen, Biotit und Zirkon — alle Gemengteile waren sehr frisch; Asche vom Mont Pelé und von Santa Maria in Guatemala zeigten auffallende Übereinstimmung mit diesen Proben. Als Heimat kommt keinesfalls der Vesuv in Betracht, vielleicht rührt die Asche von dem großen zentralamerikanischen Vulkangebiet her. **Milch.**

H. Philipp: Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. -189--191-. 1907.)

Im mittleren Wiesental, bekannt durch den Gabbro bei Ehrberg, unterscheidet Verf. zwei Granite: einen älteren, durch Kalifeldspatkristalle porphyrähnlichen, basischen, dessen Biotit vielfach durch Amphibol vertreten ist und der die erwähnten Gabbroide als mitgerissene Blöcke und größere Schollen enthält, und einen jüngeren helleren, gleichmäßig körnigen mit starker Neigung zu Schlierenbildung von syenitischer und biotitdioritischer, häufiger aplitischer Zusammensetzung. In das Gebiet der Granite schiebt sich von SO. eine von zahlreichen Gängen des jüngeren Granits durchzogene „Gneis“partie, die nach Analogie mit dem nördlichen Schwarzwald als Schappachgneise zu kartieren wären. In diesem Gestein beobachtet Verf., „daß die hellen Quarz-Feldspatlagen miteinander anastomisieren und daß sie sich deutlich verfolgen lassen bis zu ihrer Vereinigung mit aplitisch-pegmatitischen Quertrümmern und Gängen, die den ganzen ‚Gneis‘komplex durchschwärmen“. Verf. betrachtet diese ‚Gneise‘ als „Mischgesteine eines präexistierenden schieferigen Sedimentes bezw. Glimmerschiefers mit aplitischem Magma“ und nimmt an, „daß diese Injektion, bezw. Durchtränkung auf pneumatolytischem Wege erfolgt ist“, wie er aus dem Auftreten von Turmalin und Muscovit in den zuführenden Adern folgert. **Milch.**

O. H. Erdmanskörfer: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. III. Über Resorptionserscheinungen an Einschlüssen von Tonschieferhornfels im Granit des Brockenmassivs. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1907. 28. 131—140. 1 Taf. 1 Fig.)

In der Umgebung der Plessenburg oberhalb von Ilsenburg liegen im grünen Augitgranit eine Anzahl größerer, vorwiegend aus Tonschieferhornfels bestehende Schollen. In diesen Tonschieferhornfelsen herrscht Cordierit gewöhnlich in Körnern von oft beträcht-

licher Größe, bald einfach, bald verzwillingt, ohne Pleochroismus, sehr reich an gelben Höfen, meist sehr frisch, nur von Sprüngen aus in Pinit im Sinne von GAREIS umgewandelt. Andalusit, das nächst häufigste Mineral, tritt weit hinter Cordierit zurück, ferner findet sich Biotit, Spinell, Apatit, Eisenerz; neu für die Kontaktgesteine des Brockengebietes ist Korund. Schließlich findet sich als Kontaktmineral ein schwach mikroperthitischer Kalifeldspat, seltener Plagioklas. Cordieritreiche, oder nur aus Cordierit bestehende Zonen wechseln lagenweise mit andalusitreichen Zonen. Die chemische Analyse, ausgeführt von HAMPE: SiO_2 56,78, TiO_2 1,23, Al_2O_3 26,44, Fe^{2+}O 0,87, FeO 6,65, MgO 1,92, CaO Sp., Na_2O 0,81, K_2O 4,07, H_2O 0,76, SO_3 0,12, P_2O_5 0,12, CO_2 fehlt; Sa. 99,77; spez. Gew. 2,714, zeigt enge Verwandtschaft dieses Gesteins mit LOSSEN's „cordieritgneisartigem Hornfels“ vom Meineckenberg, Ilsetal und der „graublauen Cordierit-Spinellmasse“ vom Diebesstieg im Eckertal.

Die Verbandsverhältnisse zwischen den Einschlüssen und dem umhüllenden Granit wechseln: bei einem Teil fehlt jede endogene Veränderung im Granit, bei einem anderen findet sich eine selbst um den gleichen Einschluß in der Breite wechselnde Zone eines dunkleren, glimmerreichen, feinkörnigen, granitischen Gesteins, die als „Mischzone“ bezeichnet wird, bei einem letzten Teil dringt diese „Mischzone“ in dünnen Adern zwischen die einzelnen Schieferlagen.

Mit der Annäherung an die granitdurchtrümmerten Partien stellt sich zwischen den Hornfelskomponenten saurer Plagioklas und faseriger Kalifeldspat ein, der nach der Grenze hin an Menge zunimmt, dann nur noch einzelne Cordieritkörner umschließt und schließlich auch von diesen frei wird; quer durch den granitischen Untergrund ziehen auch noch in weiter Entfernung vom Einschluß schmale Streifen aus Biotitblättchen und Spinellkörnchen.

Der granitisch-körnige Untergrund zeigt aplitische Struktur und besteht vorwiegend aus faserigem Kalifeldspat mit untergeordnetem Oligoklas; Quarz fehlt fast völlig.

Zur Erklärung dieser Verbandsverhältnisse nimmt Verf. mit MICHEL-LÉVY an, daß die Injektion granitischen Materials langsamer vonstatten gegangen ist als die von ihm hervorgerufenen Kontaktwirkungen.

Milch.

O. H. Erdmannsdörfer: Über Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. -16—22-. 1907.)

Eine systematische Untersuchung von „Diabas“ der deutschen Mittelgebirge aus Gebieten, in denen sie eng mit Keratophyren verknüpft sind, führte zu dem Ergebnis, daß eine Anzahl von diabasartigen Gesteinen zur Essexit-Theralithreihe gehören. Doch ergab sich, daß diese Gesteine „keineswegs einen festen Typus von bestimmten

mineralogischem und strukturellem Habitus darstellen, sondern offenbar eine ganze Reihe bilden, die an verschiedenen Orten verschieden entwickelt sein kann, und innerhalb der einzelnen Eruptivgebiete selbst oft verschiedene Typen enthält. Insbesondere muß nachdrücklich darauf hingewiesen werden, daß mit den nach Mineralbestand oder sonstigen Kennzeichen sicher in diese Reihe gehörigen Typen anscheinend überall Gesteine vom strukturellen Habitus der echten Diabase auftreten“ (vergl. Teschenite und ophitische Diabase der schlesisch-mährischen Kreide). „Der geologische Befund deutet aber hier ebensowohl wie im Harz und anderwärts darauf hin, daß alle diese verschiedenen Gesteinstypen als Teilprodukte eines gemeinsamen Magmas zu betrachten sind.“

Das mehrfache Zusammenkommen von Keratophyren und ‚echten Diabasen‘ ist vielleicht manchmal auf solche Verhältnisse zurückzuführen.“

Als charakteristisch für die zur Essexit-Theralithreihe gehörenden diabasähnlichen Gesteine, für die Verf. nach Analogie mit BRÖGGER's Essexitmelaphyren die Bezeichnung Essexitdiabase und Theralithdiabase vorschlägt, wird angeführt:

Führung von Ägirin, Übergang in hornblendeführende Abarten, deren Amphibol dem mancher essexitischen Gesteine entspricht.

Übergang in analcimführende Glieder mit Alkali-Amphibolen oder Ägirin und essexitisch-thermalithischem Charakter in chemischer Hinsicht.

Häufig zu beobachtende Ausscheidung des Pyroxens vor dem Plagioklas.

Häufige geologische Verknüpfung mit Keratophyren und verwandten Gesteinen.

In ihrem geologischen Auftreten gleichen sie durchaus den echten Diabasen, von denen sich manche auch äußerlich kaum unterscheiden. Sie finden sich als intrusive Lager (Harz, Dillenburg), effusive Lager mit Übergängen in Variolite (Harz), sind mit Gesteinen von diasporphyrischem Habitus verknüpft (Dillenburg, Lahn); ebenso mit Mandelsteinen und besitzen auch ultrabasische Grenzformen.

Hierhin stellt Verf. die silurischen „Diabase“ des Bruchberg-Ackerzuges im Harz; eine Analyse eines analcimführenden Gesteins von der Rauhen Schacht auf Blatt Riefensbeek ergab: SiO_2 48,47, TiO_2 2,05, Al_2O_3 15,51, Fe_2O_3 2,52, FeO 8,46, MgO 3,83, CaO 6,36, Na_2O 6,26, K_2O 0,44, H_2O 4,33, SO_3 0,31, P_2O_5 0,23, CO_2 1,29; Sa. 100,11. Anal.: HAEFKE. Spez. Gew. 2,723. Formel nach OSANN: $\text{s}_{57,97} \text{a}_5 \text{c}_2 \text{f}_{13} \text{q}_{9,55}$.

Im rheinischen Schiefergebirge erweisen sich hierher gehörige, von DÖRMER (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIV. 594) beschriebene analcimführende Diabase aus der Umgegend von Dillenburg, die wie die Harzer Gesteine Ägirin als Saum um Augit, aber auch selbständig in geringer Menge enthalten, als Glieder einer schön entwickelten Reihe: Quarzkeratophyr (Bicken, Ballersbach), Keratophyre (Lahn, Langenaubach), Lahnporphyre, Essexitdiabase und Theralithdiabase, Pikrite.

Im Fichtelgebirge erscheint nach GÜMBEL's Beschreibung das Zusammenkommen von Keratophyren und Protéobasen bei Hof, sowie

das Gestein vom „heiligen Grab“ wegen seiner chemischen Zusammensetzung und seiner engen Verbindung mit einem Analcimvorkommen verdächtig, ebenso das gleichfalls mit Analcim verbundene, zwischen Proterobas und Keratophyr schwankende Gestein von Neufang. **Milch.**

L. Finckh: Ergebnisse seiner Untersuchungen von ostthüringischen (vogtländischen) Diabasen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. - 22—23-. 1907.)

Ein Teil der Diabasgesteine des Paläozoicums im Vogtlande gehört der foyaitisch-thermalithischen Gesteinsreihe an; in die gleiche Gruppe weist ein Camptonit aus dem Ebersdorfer Waldrevier bei Hirschberg. Auch in anderen Gebieten treten thermalithische und essexitische Gesteine mit kalkreichen Diabasen und Feldspatbasalten zusammen auf; es finden sich nach seinen Untersuchungen auf Madeira unter den Tiefengesteinsformen der dortigen Basalte und Trachydolerite neben typischen Essexiten alkaliarme, diabasartige Gesteine, auch bei Mawensi am Kilimandscharo erscheinen Feldspatbasalte als Spaltungsprodukte thermalithisch-foyaitischer Magmen.

Milch.

F. Tannhäuser: Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. - 295—296-. 1907.)

Das Stammagma des bekannten Gabbromassivs von Neurode in Schlesien wird repräsentiert durch olivinfreien Gabbro und olivinfreien Diabas; die übrigen Gesteine sind Differentiationsprodukte. Unter diesen sind für das Neuroder Gebiet neu Anorthosite, Pyroxenite, Gabbroaplite, Spessartite und Gabbropegmatite, während von älteren Angaben der Anorthitgabbro DATHE's, das Anorthitgestein G. ROSE's und der Strahlsteingabbro P. HEIMANN's verworfen werden.

Aus der innigen Verbindung von „Gabbro“ und „Diabas“, aus der gabbroiden Struktur der Diabase und dem Fehlen wulstiger und vario-litischer Ausbildung der Diabase wird auf eine intrusive Natur des „Diabases“ geschlossen.

Das Alter des Gabbrozuges wird als oberdevonisch festgelegt: im Ebersdorfer Kalkbruche ist der untere oberdevonische „Hauptkalk“ z. T. durch den Gabbro im Kontakt grobkörnig-kristallin verändert worden, während anderseits bereits im unteren Culm Gabbrogerölle auftreten.

Milch.

W. Bruhns: Über vulkanische Bomben von Schweppenhäusen bei Stromberg am Soonwald. (Verh. naturh. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westfal. 64. 1907. 153—161.)

Verf. gelang es, das zuerst von NÖGGERATH im Jahre 1841 ausführlich beschriebene, später angezweifelte Vorkommen vulkanischer Auswürf-

linge bei Schweppenhausen wieder aufzufinden. Sie bilden eine Schlotbreccie und bestehen aus basaltischem Material, aus Bruchstücken von Granit bezw. Gneis und aus Bomben vom Charakter der Urausscheidungen.

Der zersetzte Basalt ist limburgitisch, die sehr dunkle Grundmasse enthält wenig Glas in einem dichten Gemenge kleiner Augitprismen und Magnetitkörnchen. Als Einschlüsse finden sich Schieferbröckchen und Splitter von Quarz, Feldspat und etwas Biotit.

Der Granit und der Gneis besitzen dieselbe mineralische Zusammensetzung; der letztere zeigt kataklastisches Gefüge. Das Vorkommen von Cordierit und Sillimanit im Gneis ist nicht ganz fraglos. Die Hitze- einwirkung äußert sich in einer rissigen Auflockerung des Feldspats und des Quarzes, in der Bildung sekundärer Glaseinschlüsse in letzterem, in einer mehr oder weniger intensiven Magnetitbildung auf Kosten des Biotits und in dem Auftreten von gewöhnlich nicht sehr reichlichem Glas. Der Magnetit wird stellenweise von grünem Spinell begleitet. Sowohl die Basaltbrocken wie die Granit- und Gneisstücke sind auf den Sprüngen mit Kalkspat infiltriert.

Als Urausscheidung wird eine aus vorherrschendem Enstatit, daneben aus Olivin, Plagioklas, ziemlich großen Körnern von Apatit, aus Magnetit und wahrscheinlich auch aus Sodalith bestehende Bombe beschrieben. Der Enstatit ist nur stellenweise etwas gelblich gefärbt und schwach pleochroitisch; der Achsenwinkel ist klein, die Achsenebene parallel (010). „Die Spaltbarkeit nach (010) ist sehr vollkommen, die nach (100) nur stellenweise, die nach (110) kaum zu bemerken.“

Bergeat.

H. Preiswerk: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. Erster Teil der Geologischen Beschreibung der Lepontinischen Alpen. (Lief. 26. 1 der „Beiträge zur geol. Karte der Schweiz“. XVI u. 42 p. 9 Fig. Bern 1907.)

Die den Kalkschiefern des Simplongebietes linsen- und lagerförmig eingelagerten Massen von amphibol-, chlorit-, serpentin- und talkreichen Gesteinen, zusammenfassend als Grünschiefer bezeichnet, entsprechen den Grünen Bündnerschiefern aus dem westlichen Bünden und den *pietre verdi* der italienischen Geologen. In ihrer Hauptmasse sind sie Umwandlungsprodukte basischer Eruptivgesteine, doch kommen auch auf Tuffe hinweisende Gebilde vor. Geologisch gehören sie z. T. der oberen Trias, z. T. dem unteren Jura an; in beiden Niveaus finden sich in den benachbarten Gebieten der Alpen weniger veränderte basische Ergüsse (obertriadisch in Südtirol, unterjurassisch im Pelvoux-Massiv).

Nach ihrer Verbreitung im Simplongebiet läßt sich erkennen, daß die ursprüngliche Anordnung der basischen Eruptivmassen von der jetzigen Faltenrichtung unabhängig ist, eine Intrusion während und infolge der Auffaltung mithin ausgeschlossen erscheint; die geradlinige Anordnung der

basischen Eruptivkörper führt vielmehr zur Annahme einer Spalte, von der aus am Ende der Triaszeit und während der Jurazeit Eruptivmaterial sich teilweise am Meeresgrunde ergoß, teilweise in die älteren Gneise intrudiert wurde.

Für die ihrem Auftreten nach durch Profile erläuterten einzelnen Vorkommen muß auf das Original verwiesen werden; für die Gesamtheit der Grünschiefer dieses Gebietes mit Einschluß der in früheren Arbeiten beschriebenen hierher gehörigen Gesteine vom Geißpfad und zwischen Visp und Brig ließ sich folgendes feststellen.

Die ursprünglichen Gesteine waren: Gabbro-Diorit, Gabbro, Diabas, Dunit, Wehrlit, Pikrit. Überreste der primären Gemengteile sind selten (diallagartiger Pyroxen im Serpentin bei Visp, violettbräunlicher Pyroxen in Amphibolklinozoisitschiefern der inneren Nanzlücke, vielleicht manche Eisenerze); häufig finden sich Überreste der primären Struktur: richtungslos körnige Struktur, typische Diabasstruktur (innere Nanzlücke), Kleinerwerden des Kornes gegen Einschlüsse etc.

Aus diesen Gesteinen sind durch Umwandlung hervorgegangen: Ungeschieferter massiger Amphibolit, Amphibolitschiefer, Granatamphibolit, Amphibolschiefer, Chloritamphibolit, Ovardit, Serpentinesteine, besonders Antigoritserpentin, Talkgesteine, Serpentin Talkgesteine, Topfsteine etc.

Unter den aus Gabbro und Diabas hervorgegangenen Gesteinen ist ein zur gemeinen Hornblende zu rechnender blaugrüner Amphibol sehr verbreitet; die von F. HINDEN gegebene Analyse eines derartigen Amphibols von Tschampigenkeller mit einem Winkel der Auslöschungsrichtung auf (010) von 18° , einem mittleren Brechungsexponent von 1,6325 und dem spez. Gew. 2,975 ergab: SiO_3 47,80, Al_2O_3 10,28, Fe_2O_3 2,42, FeO 11,02, MgO 13,65, CaO 12,20, Na_2O 1,28, K_2O 0,64, Gl.-V. 2,28; Sa. 101,57; aus dem Verhältnis $\text{CaO} : \text{MgO} + \text{FeO}$ ergibt sich eine Beimischung von appr. 15% Richteritmolekel. Die Hornblende wird teilweise, in den Ovarditen unter CaCO_3 -Ausscheidung gänzlich ersetzt von Chlorit, oft Klinochlor; auch Biotit kommt bisweilen in erheblicher Menge vor. Fast nie fehlt Epidot; der Kern besteht nicht selten aus Klinozoisit; die Schale aus einer eisenreicheren Mischung. Häufig, aber an Menge nie bedeutend ist Zoisit, Granat, dem Almandin nahestehend, ist auf einzelne Vorkommnisse beschränkt. Ferner sind zu erwähnen titanhaltige Eisenerze, Titanit als Leukoxenrand oder selbständig in Gesteinen mit erhaltener körniger Struktur; Rutil in intensiv geschieferten Gesteinen.

Diese Minerale liegen in einem mosaikartigen Grundgewebe, das hauptsächlich aus saurem Plagioklas (Albit bis Oligoklas) und etwas Quarz besteht. Je größer die Plagioklasindividuen ausgebildet sind, desto saureren Mischungen entsprechen sie gewöhnlich; da speziell die größeren Individuen der optischen Untersuchung zugänglich sind, hält man lediglich nach der mikroskopischen Untersuchung die Feldspate für noch

saurer, als sie tatsächlich in ihrer Gesamtheit sind. Während z. B. die optische Untersuchung der Feldspate des Tschampigenkeller auf Oligoklas-Albit führt, zeigt die von PREISWERK ausgeführte Analyse dieser Feldspate (nach Abzug einer geringen Menge Hornblende) die Zusammensetzung eines Oligoklases mit 80,5 Ab: SiO_2 62,96, Al_2O_3 23,08, Fe_2O_3 0,12, CaO 4,11, Na_2O 8,72, K_2O 1,01 (auf 100,00 berechnet). Die über 1 mm großen sekundären Feldspate in den Knauern der Ovardite stehen dem reinen Albit sehr nahe.

Von hierher gehörigen Gesteinen wurden analysiert:

Gabbrodiorit-Amphibolit von Tschampigenkeller ¹	Grobkörniger Gabbro-Amphibolit vom Banhorn
SiO_2 51,29	SiO_2 48,30
TiO_2 2,16	TiO_2 1,25
Al_2O_3 15,21	Al_2O_3 16,55
Fe_2O_3 0,91	Fe_2O_3 2,51
FeO 6,55	FeO 6,84
MgO 7,79	MnO Sp.
CaO 9,79	MgO 7,05
Na_2O 4,72	CaO 12,01
K_2O 1,45	Na_2O 2,86
H_2O 0,72	K_2O 0,76
Sa. 100,59	H_2O 1,70
Anal.: H. PREISWERK	Sa. 99,83
	Anal.: FR. HINDEN

Die Gesteinsformel des Vorkommens vom Tschampigenkeller $s_{55,51} a_{3,5} c_2 f_{14,5}$ kann zum Gabbrotypus Côte St. Pierre gestellt werden, doch neigt das Gestein zu den Übergängen zu Diorit; das Vorkommen vom Banhorn ist seiner Analyse nach dem Olivingabbro Sulitelma sehr ähnlich und weist auch mit seiner Formel $s_{53,3} a_2 c_4 f_{14}$ auf den Typus Sulitelma.

Auf Pikrit weist ein dunkelblaugrünes, ungeschiefertes feinkörniges Serpentin-Chloritgestein von der Saflischpaßhöhe (zwischen Grauhorn und Bettlihorn) von durchaus anderer Zusammensetzung, das u. d. M. als Einsprenglinge Sechsecke von rhombischem Habitus in einer schwach grünlichen, zum großen Teile optisch isotropen Grundmasse aufweist. Die Einsprenglinge sind oft völlig in Serpentin umgewandelt, häufig ist die Serpentinsubstanz teilweise oder ganz durch Tremolit, Kalkspat oder Magnetit ersetzt. In der Grundmasse bemerkt man Antigoritblättchen, oft begleitet und eng verwachsen mit Chlorit-schuppen (Pennin). „Da, wo Antigorit und Pennin miteinander verwachsen sind, erscheint regelmäßig auf der Grenze zwischen beiden eine äußerst

¹ Dem gleichen Gestein entstammen Hornblende und Plagioklas, deren Analysen oben mitgeteilt wurden.

schwache, mit tief violettblauen Farben polarisierende Zone. Vermutlich handelt es sich hier um eine kaum merkbar doppelbrechende Penninvarietät, die ein Übergangsglied vom optisch positiven Pennin zum optisch negativen Antigorit bildet. Die isotrop erscheinenden Teile der Grundmasse mögen aus ähnlicher Substanz bestehen“ (p. 14).

Wahrscheinlich lag primär ein Gestein vor, das Olivineinsprenglinge in einer Glasbasis enthielt, wie sie ähnlich in frischem Zustande BODMER-BEDER als „vitrophyrische“ und „olivinporphyrische Diabase“ von Arosa beschrieb (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XII. 238 ff.).

Die von FR. HINDEN ausgeführte Analyse ergab: SiO_2 37,00, Al_2O_3 8,64, Fe^2O_3 6,30, FeO 4,96, MgO 28,26, CaO 2,25, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 0,81, CO_2 1,35, H_2O 9,31; Sa. 98,85; die Formel $s_{39,30} a_{0,5} c_{1,5} f_{18}$ weist auf ein extremes π -Magma.

Als basische Randfazies werden mehrfach, z. B. an dem oben beschriebenen Grünschiefer vom Banhorn auftretende Amphibolitschiefer betrachtet, die vorwiegend aus bläulichgrünen Hornblendenaedeln mit langgestreckten Feldspatmosaiklinsen bestehen und als Titanmineral Rutil enthalten (SiO_2 46,49, FeO 9,24). Zusammen mit dunklen Gängen der gleichen Zusammensetzung treten in dem Vorkommen vom Banhorn helle Gänge auf, die die Zusammensetzung des grobkörnigen Hauptgesteins bei weit vorherrschendem Epidotgehalt besitzen und sich durch etwas Granat wie auch durch Pyritgehalt auszeichnen. Die chemische Zusammensetzung, bestimmt von HINDEN, paßt besonders wegen des hohen Tonerdegehaltes auf kein Eruptivgestein: SiO_2 44,90, TiO_2 0,31, Al_2O_3 29,18, Fe^2O_3 5,91, FeO 3,28, MgO 2,41, CaO 10,05, Na_2O 2,35, K_2O 0,85, Gl.-V. 1,66; Sa. 100,90; Verf. nimmt eine Umwandlung durch die in den Gesteinsklüften zirkulierenden Dämpfe oder Thermalwasser an. Gleichfalls chemisch schwierig zu deuten ist die Zusammensetzung als Randfazies der Grünschiefer vom Tschampigenkeller auftretender hellgrüner massiger aplitähnlicher Gesteine, die in einer weit vorherrschenden, aus Oligoklasalbit mit wenig Quarz aufgebauten Hauptmasse Hornblendestengel und Glimmerblättchen enthalten. Die von PREISWERK ausgeführte chemische Analyse ergab die unter a angegebene Zusammensetzung, die Anklänge an Diorit, andererseits aber auch an Anorthosite und besonders an basischere aplitische Ganggesteine zeigt, aber auch die Annahme einer Stoffwanderung bei der Metamorphose nahelegt. Chemisch sehr ähnlich ist nach der Untersuchung von HINDEN ein als feldspatfreier porphyroblastischer Amphibolit bezeichnetes Gestein von dem gleichen Vorkommen, das in einem Grundgewebe von der gleichen Zusammensetzung wie in den Amphiboliten bis über 1 cm große, gut begrenzte, flache Hornblendetafeln (nach 100) enthält. Offenbar war das Material ursprünglich eruptiv und liegt wahrscheinlich chemisch verändert vor; ob es ein wirkliches Eruptivgestein oder ein Tuff war, ist infolge völliger Umkristallisation nicht zu entscheiden (Anal. b).

	a.	b.
SiO ²	59,50	57,95
TiO ²	0,41	0,62
Al ² O ³	16,93	14,96
Fe ² O ³	1,04	0,87
FeO	1,53	2,90
MgO	1,10	2,74
CaO	6,71	10,45
Na ² O	7,48	5,31
K ² O	0,89	0,91
CO ²	3,61	2,10
H ² O	0,62	1,03
Sa.	99,82	99,84

In der Annahme, daß diese Randfazies (ebenso wie die hellen Gänge) ihre stoffliche Eigentümlichkeit zirkulierenden Dämpfen und Thermalwasser verdanken, bestärkt Verf. die Beobachtung, daß gleichfalls im Gebiet des Tschampigenkeller längs Klüften der normale Amphibolit Umwandlungen aufweist, deren Endprodukt ein aus Albit, Kalkspat, Chlorit nach Biotit, rosettenförmigem Chlorit nach Hornblende, Quarz, Rutil und Pyrit aufgebautes Gebilde ist.

Gleichfalls durch hohen Albitgehalt zeichnen sich als Albitschiefer und Albit-Epidotfels etc. bezeichnete Gesteine aus, die bisweilen an der Peripherie der Grünschieferlinsen auftreten. Verf. vergleicht sie mit Spilositen, Desmositen und Adinolen, hält sie aber nicht für eine Wirkung der primären Kontaktmetamorphose, sondern führt sie, wie ZIRKEL und BRÖGGER die Harzer Adinole, auf eine später bei der Gebirgsbildung eintretende allgemeine Metamorphose zurück, so daß also nahe Beziehungen zu den eben geschilderten Gebilden vorliegen.

Nach ihrem Mineralbestand wesentlich abweichend zusammengesetzte Gesteine treten im südlichen Teil des Gebietes zwischen Crevola (östlich von Domo d'Ossola) und Sonnenhorn auf; Verf. bezeichnet sie als Grünschiefer vom Typus Pyroxengneis. Der herrschende dunkle Gemengteil ist ein zeisiggrüner monokliner Pyroxen, der deutliche Spaltbarkeit nur nach (110), sehr schwachen Pleochroismus $c > b > a$ und auf (010) einen Winkel $c:c$ von 45° aufweist. Die Berechnung der Gesteinsanalyse zeigt, daß er arm bis frei von Aluminium ist und zur Salit-Malakolitgruppe zu stellen ist. Hornblende und Biotit treten nur ganz untergeordnet auf; zu ihnen tritt Titanit. Zwischen den Pyroxenpartien liegt eine gleichförmig körnige weiße Zwischenmasse, aufgebaut aus Mikroklin, ferner Oligoklasalbit und Quarz. Die Struktur ist diablastisch im Sinne BECKE's. Die chemische Analyse, von M. DIRTRICH ausgeführt, ergab: SiO² 57,19, TiO² 0,93, Al²O³ 10,02, Fe²O³ 1,76, FeO 3,23, MnO Sp., MgO 6,38, CaO 12,35, Na²O 2,67, K²O 3,30, H²O 0,65, CO² 1,71; Sa. 100,19, Werte, die auf kein Eruptivgestein

passen, sondern sich am besten als Tuff eines basischen Gesteins mit beigemischtem Quarz und Dolomit deuten lassen. Die mineralogische Zusammensetzung stimmt mit den Augitgneisen des niederösterreichischen Waldviertels überein; die Vorherrschaft der für die tieferen Stufen charakteristischen Gemengteile Augit und Mikroklin deutet auf eine maximale Belastung dieser Gesteine, ein Hinweis, der durch die Tektonik des Gebietes bestätigt wird.

Milch.

H. S. Washington: The Titaniferous Basalts of the Western Mediterranean. A preliminary Notice. (Quart. Journ. Geol. Soc. 1907. 63. 69—79.)

Genaue, mit Unterstützung des Carnegie-Instituts durchgeführte Untersuchungen haben die Existenz einer magmatischen Provinz (comagmatic region) im westlichen Mittelmeergebiet ergeben, die sich durch das Auftreten sehr titanreicher Basalte (salfemanes) charakterisiert. Das untersuchte Gebiet umfaßt die Eruptivgesteine von Catalonien inklusive des vulkanischen Gebietes von Olot und Gerona, die großen tertiären Basalttafeln sowie die Ströme des Mt. Ferru und Mt. Arci, die kleinen jungen Vulkankegel im westlichen Sardinien und schließlich die Gesteine von Pantelleria und Linosa. Die Basalte aller dieser Vorkommen zeigen eine sehr konstante Zusammensetzung: Labradorit, Augit und Olivin als wesentliche Gemengteile; als konstante Nebengemengteile: titanhaltigen Magnetit und Apatit und in Einzelfällen Nephelin in geringer Menge. Hornblende und Ägirin sind nicht vorhanden, Biotit wurde nur in einem Falle (Mt. Ferru) beobachtet. Die chemische Übereinstimmung ergibt sich aus folgendem: Al_2O_3 niedrig, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ hoch, $\text{FeO} > \text{Fe}_2\text{O}_3$, Na_2O relativ sehr hoch, TiO_2 gleichmäßig hoch, NiO fast stets vorhanden. Im Handstück und u. d. M. zeigen die Gesteine im allgemeinen kein besonderes Kennzeichen. Titanit und Ilmenit waren im Dünnschliff nicht nachzuweisen; die Hauptmenge des Titan steckt im Magnetit, eine geringere Menge im Augit und vielleicht auch kleine Mengen im Olivin.

Vielleicht gehören in die Reihe dieser Titanbasalte auch die Gesteine vom Ätna, doch fehlen für diese noch einwandfreie Analysen ebenso wie für einige andere Punkte, die als Fortsetzung dieser magmatischen Provinz aufgefaßt werden könnten. [Man vermißt bei dieser Zusammenstellung einen Hinweis auf die basaltischen Gesteine der Liparen und der neuerdings von M. STARK bearbeiteten Basalte von Ustica, bei denen z. T. eine große Ähnlichkeit mit Ätnagesteinen vorwalten soll. Ref.]

Eine Tabelle der neuen Analysen sowie die Bezeichnung der Basalte in der amerikanischen Nomenklatur und Angabe der Fundorte s. p. - 65 -. Die „Normen“ sind in einer gesonderten Tabelle berechnet.

H. Philipp.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
SiO ₂	44,55	47,66	44,29	44,82	49,00	52,40	52,79	52,67	46,22	45,72	48,97	44,83	46,55	48,84
Al ₂ O ₃	12,48	14,36	12,62	14,06	15,63	15,26	16,45	15,35	12,23	12,45	16,37	11,73	14,55	14,62
Fe ₂ O ₃	2,81	2,83	3,61	4,56	4,03	0,74	2,74	3,82	4,91	1,57	1,33	1,35	3,17	2,08
FeO	8,54	8,44	8,84	7,27	5,00	8,33	6,44	5,42	7,71	12,01	8,56	11,79	7,88	9,00
MgO	10,85	8,19	10,06	8,60	7,86	7,45	5,56	4,40	6,74	5,29	6,22	5,50	8,61	7,15
CaO	7,99	9,36	9,23	9,56	8,16	7,33	6,51	5,91	9,86	9,58	7,49	9,63	8,75	9,33
Na ₂ O	4,04	3,51	3,25	3,69	3,93	3,54	3,64	4,50	3,39	3,40	4,09	3,34	3,71	2,86
K ₂ O	2,57	1,54	1,82	2,30	2,60	0,99	1,21	2,68	1,13	1,08	1,72	1,40	1,62	0,89
H ₂ O +	0,56	0,17	0,21	0,30	0,13	0,29	1,02	0,37	0,17	0,44	0,38	0,81	0,14	0,49
H ₂ O =	0,18	0,20	0,09	0,05	0,18	0,06	0,21	0,14	0,05	0,01	0,08	0,10	0,03	0,07
TiO ₂	4,32	3,83	4,92	4,25	3,25	3,12	2,64	4,04	5,68	6,43	3,95	6,88	3,84	3,57
P ₂ O ₅	0,70	0,45	0,57	0,67	0,63	0,49	0,39	0,75	1,46	1,54	1,04	2,14	0,55	0,36
SO ₃	0,05	n. best.	0,05	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	0,05
NiO	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	0,06	0,18	n. best.	n. best.	0,15	0,08	n. best.	n. best.	n. best.
MnO	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	0,08	0,06	n. best.	n. best.	0,16	0,06	n. best.	n. best.	n. best.
BaO	n. best.	n. best.	0,06	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	n. best.	—
Sa.	99,64	100,54	99,68	100,13	100,40	100,14	99,84	100,05	99,55	99,79	100,34	99,50	99,40	99,31
Klasse	III.	III.	III.	III.	II.—III.	III.	II.	II.	III.	III.	II.	III.	III.	III.
	6, 2, 4	5, 3, 4	6, 3, 4	6, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 2, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4	5, 3, 4

1. Monchiquos: Llorá bei Gerona (Catal.).
2. Camptonos: Castelfullit bei Olot (Catal.).
3. Limburgos: Las Planas bei Olot (Catal.) (mit 0,02 ZrO₂ und 0,04 SrO).
4. Limburgos: Mt. Sacopa bei Olot (Catal.).
5. Andos-camptonos: Tres Nuraghes (Sard.).
6. Camptonos: Cuglieri, Mt. Ferru (Sard.).
7. Andos: Uras, Mt. Arci (Sard.).

8. Akeros: Mt. S. Mateo, Ploaghe (Sard.).
9. Camptonos: Mt. Saut' Elmo (Pantelleria).
10. Camptonos: Lagergang im Tuff von Costa Zaneti (Pantelleria).
11. Andos: Graham Insel (Ferdinandea).
12. Camptonos: Insel von 1891 bei Pantelleria.
13. Camptonos: Il Fosso (Linosa).
14. Camptonos: Mt. Pozzolana (Linosa).

G. K. Gilbert: Gravitational assemblage in granite. (Bull. Geol. Soc. Am. 17. 321—328. Pls. 43—46. Rochester 1906.)

Verf. fand in der Sierra Nevada Granite und andere Tiefengesteine vorzüglich aufgeschlossen, da die pleistocäne Vereisung den früheren Verwitterungsschutt weggeräumt hat und glazialer Detritus stellenweise ganz fehlt.

1. Helle Granite, bestehend aus Feldspat, Quarz, nebst weniger Glimmer und Hornblende; die Feldspate erreichen 4 Zoll im Durchmesser und bilden oft Aggregate von einigen Fuß bis zu einigen Yards Ausdehnung; die Zwischenräume der großen Kristalle sind durch kleinere ausgefüllt, das Ganze aggregierte sich erst, nachdem die Feldspate ausgewachsen waren. Die Ursache ist wohl in der Schwere zu suchen, da das Gewicht mit dem Kubus des Durchmessers, die Reibung aber (beim Sinken im Magma) mit dem Quadrat desselben wächst; Vorkommen: Tuolumne Meadow und Copper Meadow am oberen Yuba River.

2. Hellgraue Granite, etwas dunkler als 1. zeigen Hornblende von bis zu $\frac{3}{4}$ Zoll Länge in Aggregaten von 6—7 Yards Durchmesser und verschwommenen Grenzen. Da die Hornblende bei gewöhnlicher Temperatur etwa 20mal dichter ist als Quarz und Feldspat, so kann man auch hier Schwerewirkung annehmen. Vorkommen: Mount Silliman und Liberty Cap am Anfang des Yosemite-Tales.

3. Granit von sehr feinem Korn, bestehend aus Quarz, Feldspat, Glimmer und Hornblende zeigt Bänderung infolge des Wechsels von glimmer- und hornblendereichen Lagen mit quarz- und feldspatreichen; der Übergang zweier Schichten ineinander nimmt etwa 1 Zoll ein. Diese Bänderung wird als Fluidalerscheinung gedeutet.

4. Ein Granit von einer Ausdehnung von 10 Meilen im Gebiet des Kings River zeigt hellgraue Farbe und zeichnet sich durch zahlreiche Einschlüsse aus, die stellenweise dicht geschart auftreten. Dieselben markieren sich durch größeren Gehalt an Glimmer und Hornblende und feineres Korn. Ihr Durchmesser überschreitet sehr selten 1 Fuß. Sie sind weder rund noch scharf kantig und zeigen keinerlei konzentrische Struktur. Es sind entweder Konkretionen oder eingeschlossene Fragmente; im letzteren Fall ist ihre Lagerung entweder eine ursprüngliche, oder wieder durch Schwerewirkung modifiziert.

Johnsen.

Th. L. Watson: Lithological characters of the Virginia-granites. (Bull. Geol. Soc. Am. 17. 523—540. Pls. 69—72. Rochester 1906.)

Die Granite von Virginia sind als Bausteine sehr bekannt und geschätzt, gleichwohl aber geologisch und petrographisch noch nicht näher studiert. Sie umfassen massige und schieferige Typen und

sind auf den kristallinen Gesteinskomplex beschränkt, dessen östliche Partie die Provinz Piedmont einnimmt und der sich südwestwärts von New York bis ins zentrale Alabama hinzieht. Die Granitgneise haben in Piedmont eine sehr weite Verbreitung und bilden hier das herrschende Gestein. Die massigen Typen ziehen sich in nordsüdlicher Richtung nahe dem östlichen Rande der Ebene von Piedmont hin; sie umfassen das Petersburg-, das Richmond- und das Fredericksburg-Areal; dazu kommen noch die kleineren Gebiete vom Fairfax, Prince Edward, Fluvanna und Goochland.

Zu den herrschenden Gemengteilen Quarz, Feldspat und Biotit tritt gewöhnlich etwas Muscovit hinzu, der in dem Granit von Hazel Run westlich von Fredericksburg den Biotit vollständig ersetzt.

Grüne und braune Hornblende findet sich wesentlich nur in dem Granit von Falls Church, südwestlich von Washington. Als Feldspat herrscht Orthoklas gewöhnlich vor, zuweilen aber sind in gleicher Menge auch Mikroklin und Oligoklas vorhanden. Der Biotit wird in den Graniten von Luray, Page, Madison, Blue Ridge und Grayson durch sekundären Epidot ersetzt. Akzessorisch treten noch Apatit, Zirkon, Titanit und Magnetit auf.

Unter den massigen Graniten kann man richtungslos körnige und porphyrisch struierte unterscheiden. Gänge von Pegmatit treten ziemlich häufig, solche von Aplit nur in dem Gebiet von Richmond und zwar besonders nahe Midlothian auf. Die Mikrostruktur der Granite ist öfters granophyrisch. In dem Richmond-Fredericksburg-Areal führt der dunkelblaue Granit Einschlüsse der lichtgrauen Varietät sowie des Granitgneises. Außerdem treten Einschlüsse auf, die als primäre biotitreiche Konkretionen aufzufassen sind.

Johnsen.

J. A. Dresser: *Igneous rocks of the Eastern Townships of Quebec.* (Bull. Geol. Soc. Am. 17. 497—522. Pls. 67—68. Rochester 1906.)

Derjenige Teil der Provinz Quebec, der von der Appalachischen Hebung betroffen wurde, liegt durchweg südlich vom St. Lawrence-Strom; er zerfällt in zwei Gebiete, die gebirgige Gegend der Halbinsel Gaspé längs dem unteren St. Lawrence und in die hügelige Partie vom Chaudière-Fluß bis zur Grenze der Staaten Maine, New Hampshire und Vermont. Das letztere Gebiet heißt gewöhnlich „Eastern Townships“. Die Eruptivgesteine dieser Gegend repräsentieren zwei petrographische Provinzen (I und II), ihre Verschiedenheiten sind auf Differentiation zurückzuführen. Es sind

I. a) Die Porphyritergüsse von wahrscheinlich präcambrischem Alter.

b) Die Diabas- bzw. Serpentinegruppe von frühcambrischem bis spätsilurischem Alter.

c) Die Granite aus spätdevonischer Zeit.

d) Die jüngeren Gänge von Diabas, Bostonit und Camptonit, die zwischen den Provinzen I und II auftreten.

II. Umfaßt lediglich die Gesteine der Montereian Hills.

Die obigen Studien müssen durch weitere geologische und petrographische Studien noch weitgehend vervollständigt werden.

Analysen.

I. Porphyrit von Sherbrooke: SiO_2 70,37, TiO_2 0,17, Al_2O_3 11,27, Fe_2O_3 0,80, FeO 2,58, MgO 2,03, CaO 2,31, Na_2O 2,63, K_2O 1,86, CO_2 3,60, H_2O 1,96; Sa. 99,58.

II. Gesteine der Montereian Hills.

1. Essexit, Mt. Johnson. 2. Essexit, Mt. Johnson. 3. Essexit, Shefford. 4. Essexit, Brome. 5. Nordmarkit, Shefford. 6. Nordmarkit, Brome. 7. Pulaskit, Mt. Johnson. 8. Pulaskit, Shefford. 9. Tinguait, Brome.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO_2 . .	48,69	48,85	53,15	44,00	65,43	61,77	57,44	59,96	55,68
Al_2O_3 . .	17,91	19,38	17,64	27,73	16,96	18,05	19,43	19,12	20,39
Fe_2O_3 . .	3,09	4,29	3,10	2,36	1,55	1,77	1,69	1,85	2,10
FeO . .	6,41	4,94	4,65	3,90	1,53	1,75	2,70	1,73	1,95
MgO . .	3,06	2,00	2,94	2,30	1,36	1,54	1,16	0,65	0,80
CaO . .	7,30	7,98	5,66	13,94	0,22	0,89	2,66	2,24	1,92
Na_2O . .	5,95	5,44	5,00	2,36	5,95	6,83	6,48	6,98	9,18
K_2O . .	2,56	1,91	3,10	0,45	5,36	5,21	4,28	4,91	5,34
TiO_2 . .	2,71	2,47	1,52	1,90	0,16	0,74	1,97	0,66	0,60
P_2O_5 . .	1,11	1,23	0,65	0,20	0,02	0,15	0,60	0,14	0,06
MnO . .	0,15	0,19	0,46	0,08	0,40	0,08	0,25	0,49	0,31
Cl	—	—	0,07	—	0,04	—	—	—	—
H_2O . .	0,95	0,65	1,10	0,80	0,82	1,10	1,03	1,10	1,50
Sa. ¹ . .	99,89	99,36	99,04	100,02	99,80	99,88	99,70	99,83	99,83

Johnsen.

R. A. Daly: Okanagen composite batholith of the Cascade Mountain system. (Bull. Geol. Soc. Am. 17. 329—376. Rochester 1906.)

Der Küstenstrich der nordamerikanischen Cordillere mit der Sierra Nevada, dem Cascade-Mountain-System, der British-Columbia-Coast-Range, der Alaska- und der St.-Elias-

¹ Verf. gibt an 99,36 (1), 100,02 (2), 99,84 (3), 100,01 (4), 99,78 (5), 99,97 (6), 99,69 (7), 100,17 (8).

Range umfaßt ein Areal, das über 6mal so groß ist als die europäischen Alpen und sich durch gewaltige Granitmassen auszeichnet; die letzteren sind meist postarchaischen, wahrscheinlich sogar postpaläozoischen Alters. Vom östlichen Hang des großen Tales, das der Osoyoos-See einnimmt, bis zum Pasayten-River zieht sich längs der Grenze der Zug der meist zusammenhängenden, aber heterogenen plutonischen Gesteine über 60 Meilen Luftlinie hin. Die Erosion der alten Sedimentgesteine jenes Gebietes wurde durch die Intrusion zahlreicher Batholithe unterstützt, welche die Lagerung störten. Das Alter der Batholithe ist ganz verschieden; ihre chemische Untersuchung ist noch nicht abgeschlossen, doch hat bereits das mikroskopische Studium infolge der Frische der Gesteine eine für geologische Zwecke genügende petrographische Charakterisierung gestattet.

Verf. unterscheidet nach der Zeitfolge der Intrusionen:

1. Chopaka-Intrusivgesteine. Dunkelgraugrüne, mittelkörnige, hypidiomorph struierte Gesteine, bestehend aus Labradorit, Diallag und akzessorischem Apatit, mit wenig Magnetit. Der Diallag ist weitgehend uralitisiert; Serpentin, Talk und Tremolit scheinen auf ursprünglich vorhandenen Olivin hinzuweisen; Chromit fehlt ganz.

2. Ashnola-Gabbro. Dieses Gestein nimmt ein Gebiet von 5 Meilen Länge ein, ist sehr homogen und variiert nur in der Korngröße von mittlerem zu grobem Korn; es ist sehr frisch und besteht aus grünem bis farblosem Augit, bräunlichgrüner Hornblende, braunem Biotit, sowie Labradorit; reichlicher Apatit, etwas Magnetit und sehr wenig Quarz, letzterer die Interstitien füllend, treten akzessorisch auf; Augit und Hornblende sind oft regelmäßig verwachsen.

3. Basische Gesteine. Dieser Komplex besteht ebenfalls aus plutonischen Gesteinen; es sind hier 3 Intrusionsperioden zu unterscheiden. Hornblende-Augit-Gabbro, Labrador führender Hornblende-Augit-Peridotit und Hornblendit werden von mächtigen Gängen von Hornblende-Gabbro, Augit-Hornblende-Gabbro und Hornblende-Biotit-Quarz-Gabbro durchsetzt. Ein Hornblende-Peridotit-Gang zeichnet sich durch ellipsoidische Olivine von 2 Zoll Maximaldurchmesser aus.

4. Osoyoos-Granodiorit-Batholith. Ein mittel- bis grobkörniger Diorit von hellgrauer Farbe: tiefgrüne Hornblende, bräunlichgrüner Biotit, Orthoklas, Quarz und Andesin, akzessorisch: Apatit, Magnetit, Titanit, Allanit; sekundär: Epidot.

Die meisten Partien zeigen dynamometamorphe Umwandlungen; dadurch entstanden drei verschiedene Typen: (a) Biotit-epidothornblendegneis; der Biotit ist durch Umkristallisation aus demjenigen der Tiefeugesteine entstanden; (b) Biotitepidotgneis, reicher an Biotit und schieferiger als (a), mit Biotit, Epidot, Ortho-

klas. Andesin, Quarz, wenig Apatit und Magnetit (Titanit fehlt); (c) Hornblendegneis von basischem Charakter, mit (b) wechsellagernd, mit idiomorpher Hornblende und allotriomorphen Feldspaten nebst Quarz in den Zwischenräumen. Der Orthoklas scheint natronreich zu sein (nach dem Auslöschungswinkel auf 010), der Plagioklas ist vielleicht Andesin; beträchtliche Mengen von Apatit, Magnetit und Titanit treten hinzu; die Hornblendeprismen sind oft verzwillingt nach (100) und diese Ebene liegt parallel der Schieferung [im Text steht „(010)“. Ref.].

5. Remmel-Granodiorit-Batholith. Ein hellgraues bis hellbraunes, mittel- bis grobkörniges Gestein, gleichmäßig körnig oder durch idiomorphe Entwicklung großer Biotite etwas porphyrisch; braungrüne Hornblende, Biotit, Quarz, Orthoklas und Andesin; akzessorisch Titanit, Magnetit, Apatit. Durch dynamometamorphe Umwandlung entstehen Oligoklas-Biotitgneis, reich an Oligoklas, oder Orthoklas-Biotitgneis, z. T. mit etwas Granat.

6. Kruger-Nephelinsyenit. Diese Gesteine zeigen sehr wechselnden Mineralbestand: Mikroperthit, Mikroklin, Natronorthoklas, Ägirinaugit, Melanit, akzessorisch Titanit, Titanmagneteisen oder Ilmenit, Rutil, Apatit und saurer Andesin (Ab_5An_3). Muscovit, Hydronephelin, Skapolith, Kaolin, Calcit, Epidot, Chlorit sind sekundär und wohl mehr durch Dynamometamorphose als durch Verwitterung entstanden; der Granat scheint z. T. primär zu sein, z. T. aber aus Pyroxen dynamometamorph gebildet. Die Intrusion erfolgte ebenso wie diejenige der beiden folgenden Gesteinsmassen nach derjenigen des Osoyoos-Granodiorit und des Remmel-Batholith.

7. Similkameen-Granit-Batholith.

Oligoklas 29,8, Mikroperthit 27,0, Quarz 22,0, Orthoklas + Mikroklin 6,7, Biotit 5,5, Hornblende 4,2, Magnetit 1,8, Titanit 1,1, Epidot 1,1, Apatit 0,8; Sa. 100,0.

Hier und da sind basische Ausscheidungen vorhanden, die einem Hornblende-Biotit-Diorit entsprechen, indem hier die ältesten Ausscheidungen des Wirtes angereichert sind. Eine basische Randzone längs der Kruper-Masse zeigt Diopsid neben reichlicher Hornblende, ferner viel Kalifeldspat und Oligoklas und keinen Quarz und nähert sich dadurch den Monzoniten bzw. den Alkalisyeniten.

8. Cathedral-Granit-Batholith.

Mikroperthit 40,3, Quarz 35,7, Oligoklas 11,0, Orthoklas 7,0, Biotit 5,0, Magnetit + Titanit 0,7, Apatit 0,3; Sa. 100,0.

Inmitten der Batholithen befindet sich eine etwas abweichende Masse, die einen magmatischen Nachschub von aplitischem Charakter repräsentiert.

Quarz 38,8, Orthoklas + Mikroklin 33,4, Oligoklas 17,6, Mikroperthit 5,8, Biotit 3,5, Magnetit 0,6, Apatit 0,3; Sa. 100,0.

9. Park-Granitstock. Dieser ganz ungeschieferte Granit erstreckt sich über ein Areal von $4 \times 2\frac{1}{2}$ Meilen und gleicht vollkommen der älteren Phase des Cathedral-Batholithen.

Zum Schluß behandelt Verf. die stratigraphischen Beziehungen der Batholithe.

Johnsen.

A. Lacroix: Note sur la minéralogie du pays Mahafaly (Madagascar). (Bull. soc. franç. de min. 30. 36. 1907.)

Die alten Gesteine, die im Osten des Gebietes von Mahafaly die tertiären bis mesozoischen Sedimente unterlagern, bestehen aus NNO-streichenden, steil nach W. fallenden Gneisen, Quarziten, Cipolinen und Amphiboliten, die granitische und basische Gesteine umschließen. Die kristallinen Schiefer sind meist glimmerarm, dafür meist graphithaltig, vielfach granulitartig. Gangförmig finden sich in ihnen zuweilen Partien, deren Feldspate total in Kaolin (helminthartige Aggregate) verwandelt sind, deren übrige Gemengteile dagegen ganz unberührt erscheinen. Der Granatreichtum dieser gneisigen Gesteine erklärt die große Verbreitung dieses Minerals in den Sanden der Gegend. Die den Gneisen linsenförmig eingelagerten Cipoline enthalten neben Kalkspat Humit und Chondroit, Spinelle, Phlogopit, Graphit und Silikatlinsen von Diopsid, Skapolith, Anorthit und Titanit. Die basischen Gesteine sind z. T. Troctolith, z. T. basaltisch; in ersteren sind Olivin, poikilitisch umwachsen von brauner Hornblende und wenigem Feldspat die Haupt-, Augit, Titanomagnetit und grüner Spinell Nebengemengteile. Ihr Bytownitfeldspat pflegt ganz erfüllt zu sein von kleinen Spinellen, die nach einer Oktaederkante stark verzerrt und mit dieser Kante der Trace der Albit- und Periklinlamellen parallel zu liegen pflegen.

O. Mügge.

A. Lacroix: Sur la constitution minéralogique du dôme récent de la Montagne Pelée. (Compt. rend. 144. 170. 1907.)

Neuerdings möglich gewordene Aufsammlungen an den Abhängen des „dôme“ haben ergeben, daß an seiner Basis, wie Verf. schon früher vermutete, allerdings die wenigst kristallinen und zugleich an Tridymit armen, von Quarz freien Gesteine herrschen, daß die Gipfelgesteine aber nur z. T. dem mikrolithen- und tridymitreichen, z. T. aber dem quarzführenden Typus angehören. Der letztere ist auch nicht auf die Stelle der früheren großen Nadel beschränkt, sondern regellos verteilt, so daß der Quarz vielfach in nur geringer Tiefe, unter einem nur dünnen Mantel der anderen Typen gebildet sein muß. Die quarzführenden Gesteine machen etwa $\frac{1}{3}$ aller gesammelten Proben aus und es gibt alle Übergänge zwischen quarzreichen und quarzfreien.

O. Mügge.

J. P. Smith: The paragenesis of minerals in the glaucophane-bearing rocks in California. (Proceed. Amer. Philos. Soc. 45. 183—242. 1907.)

Verf. untersucht die Glaukophangesteine der Küstengebirge Kaliforniens auf ihre mineralogische und chemische Zusammensetzung hin und kommt hinsichtlich der Genese zu folgendem Resultat: Glaukophangesteine können aus sehr verschiedenem Material entstehen, aus kieseligen, klastischen Sedimenten, organischen Kieselsäureabsätzen, sauren Arkosen, mittelbasischen Tonschiefern, basischen Tuffen, Syeniten, Dioriten, Diabasen, Gabbros und wahrscheinlich auch Pyroxeniten. Da die Dynamometamorphose den chemischen Bestand der Gesteine ungeändert läßt — nur tritt vielfach Wasser in die sich neu bildenden Minerale ein —, so kann man vielfach mittels chemischer Analyse das ursprüngliche Gestein ermitteln.

Analysen I, II und III ergeben kieselige Sedimente, IV Arkose, die einem Diorit entspricht, V Lawsonitgneis, der lediglich aus sekundären Mineralen besteht, jedoch deutlich auf massiges oder klastisches Quarzdioritmaterial hinweist, VI Albit-Crossit-Gneis mit lediglich sekundären Gemengteilen, aus massigem oder klastischem Natronsyenitmaterial entstanden, VIII Natronsyenitporphyr, dessen Zusammensetzung mit derjenigen von VI ungefähr identisch ist, VII Quarzdiorit mit sekundärem Crossit und Lawsonit, IX Glimmer-Glaukophanschiefer vom chemischen Charakter eines normalen Diorites, X, XI, XIII und XIV metamorphosierte mittelbasische Eruptivgesteine, entweder Diabase oder Gabbros, deren chemische Zusammensetzung nur durch den Zutritt von H₂O verändert ist, XII, XV, XVI, XVII, XIX basische Glaukophanschiefer, deren chemische Zusammensetzung auf Gabbros oder Diabase hinweist, XVIII betrifft einen kompakten Eklogit, bestehend aus Granat, Omphazit, Aktinolith, Glaukophan, Glimmer und Titanit; der chemische Bestand weist auf einen basischen Gabbro oder vielleicht auf einen Pyroxenit hin. Peridotite scheinen den Glaukophanschiefern nie zugrunde zu liegen, würden sich jedoch möglicherweise unter Aktinolith-Chlorit-Schiefern finden lassen.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ₂	82,53	80,21	74,48	68,50	65,91
Al ₂ O ₃	6,88	7,99	9,15	12,82	11,62
Fe ₂ O ₃	0,59	—	1,41	1,29	2,21
Fe O	4,11	3,35	4,12	3,37	5,30
Mg O	1,86	1,54	3,04	2,21	1,92
Ca O	0,68	1,10	2,84	1,82	5,89
Na ₂ O	1,21	5,97	2,24	6,03	1,95
K ₂ O	1,24	0,22	0,43	1,26	0,04
H ₂ O +	1,35	0,74	2,06	2,11	4,38
H ₂ O —	0,07			0,08	0,28
Ti O ₂	—	—	—	0,60	0,17
Mn O	Spur	—	—	0,02	Spur
P ₂ O ₅	—	—	—	0,16	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—
Sa.	100,52	100,12	99,85	100,47	99,67

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
Si O ₂	65,2	61,55	67,53	58,26	51,27
Al ₂ O ₃	15,8	17,28	18,57	16,21	15,04
Fe ₂ O ₃	2,7	1,49	1,13	3,44	2,41
Fe O	2,4	3,50	0,08	4,63	8,01
Mg O	2,4	3,00	0,24	4,99	6,06
Ca O	0,6	3,12	0,55	3,82	7,07
Na ₂ O	10,8	8,47	11,50	5,36	4,43
K ₂ O	0,1	0,07	0,10	0,39	0,12
H ₂ O +	—	1,21	0,31	0,98	} 3,34
H ₂ O —	—	0,12	0,15	0,22	
Ti O ₂	—	0,28	0,07	1,37	1,33
Mn O	—	Spur	—	Spur	0,25
P ₂ O ₅	—	—	0,11	—	0,13
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—
Sa.	100,00	100,09 ¹	100,34	99,67	99,46 ²

	XI.	XII.	XIII.	XIV.	XV.	XVI.	XVII.	XVIII.	XIX.
Si O ₂	50,44	49,68	49,08	46,98	47,84	49,15	46,07	44,15	42,59
Al ₂ O ₃	8,18	13,60	14,68	17,07	16,88	15,87	15,35	10,18	} 31,00
Fe ₂ O ₃	1,06	1,86	1,95	1,85	4,99	4,10	3,61	11,92	
Fe O	6,28	8,61	9,63	7,02	5,56	7,75	9,87	13,04	
Mg O	17,63	6,27	6,69	8,29	7,89	7,53	7,83	6,18	
Ca O	11,55	10,97	10,09	12,15	11,15	9,06	4,37	4,51	10,80
Na ₂ O	2,98	3,09	4,60	2,54	3,20	3,59	3,22	5,11	4,16
K ₂ O	0,50	0,12	0,20	0,53	0,46	0,54	2,68	2,09	1,01
H ₂ O +	0,92	} 3,84	{ 1,18 }	4,86	{ 1,81 }	1,07	4,25	} 0,95	5,34
H ₂ O —	0,07								
Ti O ₂	—	1,31	1,72	—	—	1,19	1,63	Spur	—
Mn O	0,21	0,04	0,15	—	0,56	Spur	Spur	—	—
P ₂ O ₅	—	0,21	0,23	0,09	0,14	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,48	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	1,05	—	—
Sa.	100,30	99,60	100,48 ³	101,38	100,65	100,01 ⁴	100,09	98,13 ⁵	100,00

Fundorte: I. Four Mile Creek, Oregon; II. Angel Island. San Francisco Bay; III. Little Harbor, Catalina Island; IV. Sulphur Bank, Kalifornien; V. Redwood; VI. North Berkeley; VII. Oak Ridge, östlich Calaveras Valley; VIII. Sierra Nevada; IX. Café Skarbeli, Syra; X. Sulphur

¹ Verf. gibt 100,12 an.
² Verf. gibt 99,62 an.
³ Verf. gibt 100,98 an.
⁴ Verf. gibt 99,84 an.
⁵ Verf. gibt 99,31 an.

Bank, Kalifornien; XI. Knoxville, Kalifornien; XII. Sulphur Bank, Kalifornien; XIII. Mt. St. Helena, Kalifornien; XIV. Angel Island; XV. Mt. Diablo, Kalifornien; XVI. Brandon, Oregon; XVII. Roseburg, Oregon; XVIII. Coyote Creek, nördlich San Martin, Kalifornien; XIX. North Berkeley, Kalifornien.

Johnsen.

J. Barrell: Geology of the Marysville mining district, Montana; a study of igneous intrusion and contact metamorph. (U. S. A. Geol. Survey. Professional paper. 57. 1907. 178 p. 16 Taf.)

Der bis 1899 in Betrieb gewesene Gold-Bergbaudistrikt von Marysville liegt in den östlichen Ausläufern der Rockies im nordwestlichen Montana. Von Sedimentformationen ist außer Alluvium und tertiären, wahrscheinlich spätmiocänen, oft stark verkieselten Sanden und Schottern nur das Algonkium vorhanden, speziell die Belt-Gruppe, von der entwickelt sind:

- a) die Greyson- und Spokane-Schichten, grauschwarze, glimmerige Schiefer bzw. tiefrote, harte Schiefer mit Quarziten und Sandsteinen;
- b) der Empire-Schiefer, grünlichgraue, dickbankige Schiefer;
- c) Helena-Kalk, unreine, blaugraue und graue Kalke mit untergeordneten Schiefen;
- d) Marsh-Schiefer, rote, z. T. kalkige oder quarzitisches Schiefer.

Von Eruptivgesteinen treten hierin auf: Gänge und Lager von Mikrodiorit, die als älteste Intrusivgesteine des Gebietes da, wo sie im Kontakthof des Batholiten liegen, tiefgreifende Veränderungen zeigen; Gabbro, wahrscheinlich mit den Mikrodioriten genetisch zusammenhängend, wenn auch räumlich getrennt; Porphyrite in 10—40 Fuß mächtigen Gängen, seltener in Lagern; sie sind z. T. älter als der Batholit, teils jünger, z. T. wohl auch gleichalterig; Quarzdiorit bildet den $\frac{1}{2}$ — $1\frac{3}{4}$ Meilen breiten und 3 Meilen langen Batholiten von Marysville, der von einem bedeutenden Kontakthof umgeben wird; feinkörnige Biotitgranite durchsetzen den Diorit und die benachbarten Hornfelsmassen und werden ihrerseits wieder von Apliten (Alaskiten) durchtrümpert; den Beschluß machen Gänge von basalt- oder diabasartiger Beschaffenheit, die noch jünger als die Aplite sind. Die ganze Eruptivtätigkeit fällt wahrscheinlich in die späte Kreide oder das Alttertiär. Vereinzelt treten noch stark zersetzte und verkieselte Pyroxenandesite auf.

Die Untersuchung der Kontaktverhältnisse des Batholiten über Tage und in den Gruben von Marysville ergibt, daß einerseits große Teile der Hornfelsmassen deckenförmig und vielfach von Apophysen durchtrümpert auf dem Diorit aufliegen, und daß an anderen Stellen ein steiler Kontakt zwischen beiden vorliegt, ohne daß die im ganzen ziemlich einfachen Lagerungsverhältnisse durch den Eruptivkörper sich wesentlich beeinflußt zeigten. Das Auftreten isolierter Kontaktgesteinspartien inmitten normaler Schichten und die lokal wechselnde Breite des Kontakthofes zeigen die große Ver-

breitung der Intrusivmassen und den Verlauf derselben in der Teufe an. Die ehemalige Bedeckung des Batholiten muß recht mächtig gewesen sein und erhebliche Höhe erreicht haben, wie aus der Beschaffenheit seiner Oberfläche und der heutigen, im wesentlichen radial verlaufenden Anordnung des Flußsystems gefolgert wird.

Verwerfungen spielen eine große Rolle, wenngleich ihre Beziehungen zu den eruptiven Vorgängen nicht immer klar sind. Auffällig ist, wie oft die äußere Grenze des Kontakthofes mit solchen Verwerfungen zusammenfällt. Die Erzgänge liegen teils im Diorit, teils im Hornfels, aber immer nahe der Grenze zwischen beiden und entweder parallel oder mehr oder weniger genau senkrecht zu ihr. Sie werden als Ausfüllungen von Kontraktionsrissen nach oder während der Erstarrung des Batholiten aufgefaßt (WEED).

Bei den Kontaktwirkungen des Batholiten werden unterschieden:

1. Kontaktmetamorphose, bestehend in einfacher Umkristallisation, ohne Stoffzufuhr von außen.

2. Kontaktmetasomatismus, verursacht von vorwiegend SiO_2 , auch Fe, Mg u. a. Lösungen, die dem Magma entstammen und die auf Klüften im Gestein zirkulieren, welche nach der Umkristallisation durch den Metamorphismus entstanden; doch dringt die Umwandlung durch sie im allgemeinen nur wenig tief ins Nebengestein ein. Der Metasomatismus wirkt „pneumatolytisch“ oder „hydrothermal“, je nachdem der kritische Punkt des Wassers überschritten ist oder nicht.

3. Kontaktreaktionen, Injektion, Resorption, Feldspatisation u. dergl.

Im ganzen zeigt die Zusammensetzung der Kontaktprodukte — speziell der Kalke — bei über 1000 Fuß Entfernung vom Batholiten keine Stoffzufuhr, in der Entfernung von 600—1000 Fuß erhebliche Zufuhr unter teils hydrothermalen, teils pneumatolytischen Verhältnissen. Die Zufuhr äußert sich durch die Bildung von Epidot — der nach der Terminologie des Verf.'s als pneumatolytisches Emanationsprodukt bezeichnet wird — oder Granat bei geringer, durch die völlige Verdrängung der CO_2 in den Kalklagen durch SiO_2 bei intensiver Infiltration magmatischer Lösungen. Direkt am Kontakt können die Vorgänge sehr kompliziert werden. [Die nur an einzelnen Beispielen mit wenig petrographischem Detail erläuterten Verhältnisse lassen nicht alle Schlußfolgerungen als zwingend erscheinen. Ref.] Lokale Erscheinungen des Metasomatismus sind die Bildung von Augit aus Hornblende am Kontakt von Aplit und Dioritporphyrit, von Granat am Kontakt von Kalk und Mikrodiorit, Pyritisierung u. a.

Auch in weiterer Entfernung vom Batholiten kann der hydrothermale Metasomatismus wirken, wenn die Zerklüftung des Gesteins den Zutritt von Lösungen aus der Tiefe besonders erleichtert.

Ausführlich werden die Beziehungen von Biotit, Hornblende und Diopsid in den Kontaktgesteinen besprochen — z. B. ist Biotit nahe dem Kontakt für den Metasomatismus nicht bestandfähig und verwandelt sich in Hornblende —, ferner die Faktoren, welche die Ausdehnung des Kontakt-

hofs bestimmen, die verschieden starke Veränderlichkeit verschiedener Gesteine, Massen- und Volumveränderung durch den Kontakt u. a.

Das letzte Kapitel behandelt die Art der Intrusion des Batholithen und gelangt nach ausführlicher Erörterung aller in Betracht kommenden Theorien zu dem Schluß, daß die Annahme einer passiven Invasion des Magmas, verursacht durch das Einsinken vom Dach losgelöster Blöcke (im wesentlichen also der Theorie von DALY entsprechend, vergl. dies. Jahrb. 1904. II. -64-), den beobachteten Tatsachen am ehesten gerecht wird. Für die schwierige Frage nach den Ursachen für das Stehenbleiben des „Daches“ über dem Intrusivkörper werden die Temperaturdifferenz zwischen beiden und die hohe Viskosität des Schmelzflusses in der Nähe seines Erstarrungspunktes als vielleicht bestimmende Momente geltend gemacht.

O. H. Erdmannsdörffer.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

P. Krusch: Die Einteilung der Erze mit besonderer Berücksichtigung der Leiterze sekundärer und primärer Teufen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 129—139. 1907.)

Verf. geht von dem Gedanken aus, daß gewisse Erze an bestimmte sekundäre oder primäre Teufen gebunden sind und infolgedessen als Leiterze zur Erkennung der betreffenden Teufen dienen können. Er erinnert an die Einteilung der Erze in 1. oxydische Erze, 2. in Zementationserze, 3. in primäre Erze. Die primären Erze zeigen eine ziemlich regel- oder wenigstens gesetzmäßige Verteilung des Metallgehaltes und werden häufig nach oben vom Grundwasserspiegel begrenzt. Die Zementationszone oder Konzentrationszone, welche bei vollständigem Verlauf des Zersetzungsprozesses unmittelbar über dem Grundwasserspiegel liegt, ist charakterisiert durch das Auftreten der gediegenen Metalle in größerer Menge oder der sogen. metallreichen Sulfide und Arsenide. Die Oxydationszone enthält durch den oxydierenden Einfluß des Sauerstoffs, durch Alkalichloride usw. der Tagewässer als Charakteristika Oxyde, Carbonate, Sulfate, Chloride, und seltener auch Bromide und Jodide der Schwermetalle. Da nicht bei den Erzen aller Metalle eine nachträgliche Verschiebung des ursprünglichen Metallgehaltes stattgefunden hat, so kann man die Metalle in zwei Gruppen einteilen, nämlich in solche mit ausgeprägten Oxydations- und Zementationszonen und in solche, bei denen wegen der Widerstandsfähigkeit der Erze keine Verschiebungen des primären Gehaltes zu beobachten sind. Indessen ist zu berücksichtigen, daß auch bei den Metallen, deren Erze zur Zersetzung neigen, nicht immer Zersetzungszone vorliegen müssen. Denn wenn die chemisch-geologischen Prozesse langsamer als die Abrasion arbeiten, so entstehen überhaupt keine sekundären Teufenunterschiede und die primäre Lagerstätte steht an der Tagesoberfläche an. Arbeiten dagegen die Prozesse schneller als die Abrasion, so können entweder beide,

— Oxydations- und Zementationszone — oder nur die letztere erhalten sein; im letzteren Fall steht die Zementationszone an der Tagesoberfläche an. Zu den Metallen, deren Erze Oxydations- und Zementationserze bilden können, gehören 1. Golderze, 2. Kupfererze, 3. Eisenerze (außer den Oxyden und Hydroxyden), 4. Manganerze (außer den oxydischen oder hydratischen), 5. Nickelerze, 6. Kobalterze, 7. Silber-, Blei-, Zinkerze, 8. Quecksilbererze, 9. Zinnkies und zinnhaltiger Schwefelkies, 10. Wismut-, Antimon-, Arsen- und Uranerze. Zu den Metallen, bei denen keine Oxydations- und Zementationserze bekannt sind, gehören: Eisen in der Form von Rot- und Brauneisen, Mangan in oxydischen oder hydratischen Erzen und Zinn als Zinnstein, ferner Wolfram, Molybdän, Chrom, Platin, Thorium und Aluminium.

A. Sachs.

O. Hoppe: Über die mechanischen Vorgänge im Innern und an der Oberfläche der Erde mit Berücksichtigung der sogen. „faulen Ruscheln“ am Harz. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 139—143. 1907.)

Verf. kommt zu dem Schluß: Die faule Ruschel ist eine Spalte, ausgefüllt mit zerriebener Gesteinsmasse, die mehr oder weniger flüssigkeitsundurchlässig ist und entstanden sein kann zu allen Zeiten und bei allen tektonischen Vorgängen, die zu Spaltenbildung führten. A. Sachs.

R. Bärtling: Zur Frage der Entwässerung lockerer Gebirgsschichten als Ursache von Bodensenkungen, besonders im rheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 148—153. 1907.)

Aus den Darlegungen des Verf. ergibt sich, daß der hydrostatische Druck des Grundwassers nicht imstande sein kann, eine Auflockerung der wasserführenden lockeren Gebirgsschichten hervorzubringen. Es ist daher auch keine Volumenverminderung dieser Schichten denkbar, wenn der hydrostatische Druck des Grundwassers kleiner wird. Eine Bodensenkung kann bei einer Abtrocknung nur auf Ausschlämmung von festem Material zurückgeführt werden.

A. Sachs.

O. Aschan: Die Bedeutung der wasserlöslichen Humusstoffe (Humussole) für die Bildung der See- und Sumpferze. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 1907. 56—62.)

Verf. behandelt 1. Vorkommen, Zusammensetzung und allgemeine Eigenschaften der wasserlöslichen Humusstoffe; 2. die Rolle der Humussole bei der Bildung der See- und Sumpferze. Qualitative und quantitative Untersuchungen führten Verf. zu der Ansicht, daß bei der überall vor sich gehenden Auflösung von Mineralsubstanzen durch die gelösten Humusstoffe auch biologische, von niederen Organismen vermittelte Prozesse mit hineinspielen. Verf. stellt die Hypothese auf, daß die Bildung der ge-

wöhnlichen Seeerze (sowie wenigstens einiger Sumpferze) auf die Gegenwart von löslichen Humusstoffen zurückzuführen sei. Er macht folgende Gesichtspunkte geltend:

1. Wenn gelöste Ferro- resp. Ferriverbindungen mit Humussolen zusammentreffen, so findet eine Verbindung der Komponenten statt, wobei chemische, vielleicht nebenbei auch physikalische Kräfte wirksam sind. Je nach den Konzentrationsbedingungen sowie der Gegenwart von bestimmten Arten von Ionen findet, nachdem die Ferroverbindungen durch wassergelösten Sauerstoff, event. unter Mitwirkung von Mikroorganismen, in Ferriverbindungen übergegangen sind, entweder eine Ausfällung von Ferrihumaten statt, oder aber die letzteren bleiben in Lösung.

2. Die wasserlöslichen Humusstoffe enthalten, bei 100—110° völlig getrocknet, Kohlenstoff, Wasserstoff und Sauerstoff in Verhältnissen, die von denen der hochmolekularen Kohlenhydrate nur unbedeutend abweichen, außerdem Stickstoff (im Mittel etwa 2%) sowie Phosphor und Schwefel, die letzteren in verhältnismäßig kleiner Menge. Diese Humusstoffe dürften daher in Gegenwart von Basen ein geeignetes Nährsubstrat für niedere Organismen bilden.

3. Da die Natur, wo es nur möglich ist, unter Mitwirkung der Lebensenergie alles zugängliche Material sich zugute macht, so dienen allem Anschein nach die Ferro- und Ferrihumate in gelöster, wahrscheinlich auch in ausgefällter Form gewissen Mikroorganismen zur Nahrung. Sie werden von denselben, unter gleichzeitiger Abscheidung des Eisens als wasserhaltiges Eisenoxyd, in einfachere Bestandteile zerlegt.

4. Der in allen untersuchten finnländischen Seeerzen (bezw. Sumpferzen) vorfindliche organische Kohlenstoff ist in Form von restierenden Humusstoffen vorhanden, die ohne Schwierigkeit nachweisbar sind. Dadurch wird die Mitwirkung der letzteren bei der Bildung der Erze unzweideutig indiziert.

Es ist bisher noch nicht gelungen, die bei der Seeerzbildung tätigen Organismen zu fixieren, nicht unwahrscheinlich ist es, daß das Seeerz ein Produkt der Lebensfunktionen von verschiedenen, zusammenarbeitenden Arten von Organismen bildet. Die Frage, in welchem Maße ältere sedimentäre Eisenerzablagerungen unter Mitwirkung von Humusstoffen entstanden seien, muß späteren Erörterungen vorbehalten bleiben.

A. Sachs.

J. B. Tyrrell: Concentration of Gold in the Klondike. (Econ. Geol. 2. 343—349. 1907.)

Im Klondike-Distrikt in Canada finden sich stark gefaltete präcambrische und cambrische Schichten, die durchzogen sind von goldhaltigen Quarzadern. Zur Eocänzeit war die Gegend zum letzten Male vom Meere bedeckt. Seit dieser Zeit wirkten die Kräfte der Erosion, durch welche die goldhaltigen Quarzmassen natürlich aufbereitet und der Goldgehalt in den Seifen konzentriert wurde.

O. Stutzer.

W. Campbell and C. W. Knight: A Microscopic Examination of the Cobalt-Nickel Arsenides and Silver Deposits of Temiskaming. (Econ. Geol. 1. 767—776. 1906.)

Die Verf. untersuchen die Erzstrukturen der Kobalt-Nickel-Silbergänge von Temiskaming. Diese Calcitführenden Erzgänge sind Absätze heißer Gewässer, die wahrscheinlich in genetischem Zusammenhang mit Diabasen und Gabbros der Nach-Mittel-Huronzeit stehen.

Über das Alter der Mineralien auf diesen Gängen läßt sich folgendes sagen: Zuerst Smaltin, gleich hinterher Nickelin. Später Calcit, dann Argentit, darauf gediegen Silber und gediegen Wismuth, zuletzt Erythrin und Annabergit.

O. Stutzer.

U. S. Grant: Structural Relations of the Wisconsin Zinc and Lead Deposits. (Econ. Geol. 1. 233—242. 1906.)

Im südwestlichen Teil vom Staate Wisconsin findet man Zink- und Bleierze. In der Gegend finden sich paläozoische Kalksteine, Tone und Sandsteine, die von kristallinen Schiefen unterlagert und von Löß und Alluvium überlagert werden. Es treten nur präcambrische Eruptivgesteine auf, zu denen aber die Erze in keiner Beziehung stehen. Die Erze unter dem Grundwasserspiegel bestehen aus Bleiglanz, Zinkblende und Eisensulphid (besonders Markasit), über dem Grundwasserspiegel aus Bleiglanz, Smithsonit und Limonit. Die Erze kommen auf Klüften und Spalten im Dolomit (Ordovician) vor, und sind meist an Synklinalen gebunden. Der Metallgehalt soll nach Verf. Ansicht ursprünglich fein verteilt im Dolomit vorhanden gewesen sein. Untergrundgewässer haben ihn später auf Klüften, Spalten und in den Synklinalen konzentriert.

O. Stutzer.

O. Stutzer: Turmalinführende Kobalterzgänge. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 294—298. 1906.)

„Bei San Juan im Departement Freirina (Chile) treten in einer Schieferformation Kobalterzgänge auf, die als Kobalterz Glanzkobalt führen. Diese Kobalterze werden von Turmalin begleitet. Die mikroskopische Untersuchung zeigte die Gleichaltrigkeit von Turmalin und Glanzkobalt. Spuren von Kupfer (Cuprit und Malachit) an einem der Handstücke lassen einen Übergang zu den in Chile vielfach bekannten Turmalin-Kupfererzgängen vermuten“. Es folgt eine Zusammenstellung aller bisher bekannten Turmalinführenden Erzlagerstätten.

A. Sachs.

W. Campbell and C. W. Knight: On the Microstructure of Nickeliferous Pyrrhotites. (Econ. Geol. 2. 350—366. 1907.)

Struktur und Verwachsungsverhältnisse der nickelhaltigen Magnetkiese werden beschrieben. Die mikroskopischen Untersuchungen erfolgten an glattgeschliffenen und angeätzten Präparaten in Oberlicht-

beleuchtung. Zur Untersuchung lagen Proben von Sudbury, Sohland, Norwegen etc. vor. — Die Erzlagerstätten sind mit basischen Eruptivgesteinen verbunden. Die Paragenesis war: 1. Magnetit, 2. Silikate, 3. Magnetkies, 4. Pentlandit, 5. Kupferkies. Zahlreiche, gut getroffene Mikrophotographien erläutern den Text. **O. Stutzer.**

E. Weinschenk: Die Nickelmagnetkieslagerstätten im Bezirk St. Blasien im südlichen Schwarzwald. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 73—86. 1907.)

Die Betrachtung der in Rede stehenden Lagerstätten, sowie die der berühmten analogen Vorkommen führen Verf. zu dem Schlusse, daß die Weltgruppe der Nickelmagnetkieslagerstätten nicht zu den magmatischen Ausscheidungen, sondern zu den eigentlichen Kontaktlagerstätten gehört, deren Agentien einem granitisch-aplitischen Schmelzfluß entstammen. Es handelt sich um sekundäre Erzablagerungen am Kontakt zwischen granitisch-aplitischen Gesteinen und intermediären bis basischen Eruptivgesteinen. [Vergl. hierzu COLEMAN: „Die Sudbury-Nickelerze“, Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 221. 1907.] **A. Sachs.**

A. Dieseldorff: Neue Manganerzvorkommen in Britisch Nord-Borneo. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 10—11. 1906.)

Es handelt sich um Manganerzlagerstätten im Norden von Britisch Nord-Borneo, vornehmlich in der Gegend der Marudu-Bai. Die Zentrale für das Revier liegt bei Taritipan an der Marudu-Bai. In einem jaspisartigen Nebengestein, welches anscheinend metamorphe Diabase wie auch Hornblende-, Chlorit- und andere Schiefer überlagert, finden sich mächtige Manganerzablagerungen, welche an sehr vielen Orten zutage liegen und von jaspis- oder flintartigen Kieselschiefern begleitet werden. Meist besteht das Erz aus Psilomelan, untergeordnet kommt auch Pyrolusit vor. Sämtliche Manganerzvarietäten des Distriktes sind frei von: Cu, As, Ni, Schwerspat und haben im Durchschnitt weniger als 0.05 % S und P. Bei Mankapad, 17 km von Taritipan, kommen auch rötliche und braune Limonite vor. Ausgezeichneter Kalkstein für Zuschlagzwecke findet sich 1½ km von Balaiajong bei Muntailung; als Schmelzmittel kommt nur harte Holzkohle in Betracht. Von Sachverständigen wird für die nächste Zeit eine Förderungs menge von 25 000 t Manganerz erwartet, die sofort erreichbar sind; als Mindestmenge für die nächsten 25 Jahre werden 50 000 t p. a. angegeben. **A. Sachs.**

I. H. L. Vogt: Über Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. Ein Beitrag zur Kenntnis der Bildung der Manganerzlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 217—233. 1906.)

Auf die eingehenden Ausführungen des Verf. im einzelnen hier einzugehen, ist untunlich. Nur folgende allgemeine interessante Sätze seien hervorgehoben. „Eine scharfe Trennung zwischen Eisen-, See- und Wiesenerzen einerseits und Mangan-, See- und Wiesenerzen andererseits liegt nicht vor.“ Und weiterhin: „Überaus die meisten, vielleicht gar alle oder beinahe alle Manganerzlagerstätten sind aus Lösungen abgesetzt, die aus den benachbarten Gesteinen herrühren: die Manganerzlagerstätten sind somit im allgemeinen durch Lateralsekretion, im erweiterten Sinne dieses Begriffes, entstanden. Die Manganerzlagerstätten treten in den aller- verschiedenartigsten Gesteinen auf; besonders kommen sie aber in Verbindung entweder mit Kalksteinen und Dolomit oder mit Granit, Quarzporphyr, Gneis und anderen kieselsäurereichen Gesteinen vor.“ Die vielen in Kalksteinen und Dolomiten aufsetzenden Manganerzlagerstätten, die nach VOGT's Auffassung häufig oder wohl gar in den meisten Fällen metasomatischer Natur sind, werden in dieser Abhandlung nicht näher besprochen. Zur Erklärung der relativ häufigen Verknüpfung der Manganerze mit Granit usw. ist zu berücksichtigen, daß sich bei der magmatischen Differentiation das Eisen relativ stärker als das Mangan in die basischen Partien hinein konzentriert. Die Folge von dieser relativ etwas höheren Mn-Menge im Granit, Quarzporphyr, Gneis usw. ist, daß die durch die Verwitterungs- und Auslaugungsprozesse hervorgegangenen Lösungen dieser Gesteine durchschnittlich gerechnet relativ Mn-reicher ausfallen als in den basischen Gesteinen. Dabei ist auch zu berücksichtigen, daß Mn etwas leichter als Fe in Lösung geht.

A. Sachs.

E. Hussak: Über die Manganerzlager Brasiliens. Berichtigung der in der Zeitschr. f. prakt. Geol. 12. 1904. 414—416 von W. FRIZ veröffentlichten Mitteilung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 237—239.)

Den Studien O. A. DERBY's folgend lassen sich in der von Barbacena bis Ouro Preto reichenden, Manganerze führenden Formation zweierlei Distrikte unterscheiden:

1. der Mangandistrikt von Miguel Burnier (km 498 der Zentralbahn),
2. der von Lafayette (Queluz) (km 463).

Nach Ansicht des Verf. sind beide Mangandistrikte des Staates Minas Geraes hinsichtlich der Art ihrer Entstehung einander sehr nahestehend. Beide verdanken ihre Bildung dem Vorhandensein von Mangankarbonatlagern; die von Miguel Burnier sind direkt in Manganoxyde umgewandelt, während die von Queluz (Lafayette) im Kontakt mit dem Eruptivgneis zuerst kontaktmetamorph in Spessartinfels umgewandelt und erst später in Manganoxyde zersetzt wurden. Beide sind sedimentären Ursprungs, wie die Itabirite, mit denen sie wechsellagern. Die Manganerze von Queluz hat Verf. in einer Notiz über das Vorkommen von Atopit in Miguel Burnier (Centralbl. f. Min. etc. 1905. p. 240) hinsichtlich der Genesis mit

denen von Langban verglichen und das Spessartin-Rhodonit-Gestein als dem „Skarn“ ähnlich gedeutet. Als dem Queluzittypus der Manganerze angehörig sind noch die von Barbacena, Minas Geraes, und nach neueren Beobachtungen O. A. DERBY's auch das von Nazareth in Bahia zu nennen.

A. Sachs.

Experimentelle Geologie.

W. J. Sollas: Recumbent Folds produced as a Result of Flow. (Quart. Journ. Geol. Soc. 1906. 62. 716—719.)

Bei der großen Bedeutung, die gegenwärtig die Überfaltungstheorie erlangt hat und der andererseits bestehenden Schwierigkeit, sich den Verlauf dieser Überfaltungen mechanisch zu erklären, weist der Autor auf Experimente hin, die er in früheren Jahren mit „Pechgletschern“ gemacht hat. Strukturen, die sich hier aus der fließenden Bewegung ergaben, weisen große Ähnlichkeit mit den Strukturen der alpinen „Decken“ auf. Sie geben einen Anhalt, wie man sich den Zusammenhang zwischen der „Decke“ und ihrer „Wurzel“ vorstellen kann.

Die Anordnung der Experimente ist derart, daß verschieden gefärbte Pechschichten beim Abwärtsgleiten Hindernisse überwinden müssen. Diese wirken zunächst stauend, dann findet ein Hinweggleiten über sie statt in Form gelappter Decken die z. T. nach „Klippen“art auseinandergezogen erscheinen.

Hans Philipp.

O. Barus: Note on Volcanic Activity. (Amer. Journ. of Sc. 174. 483—484. 1907.)

Verf. hatte früher nachgewiesen, daß künstliche, aber in ihrer Zusammensetzung mit vulkanischen Produkten durchaus übereinstimmende Gläser sich schon bei Temperaturen unter 200° unter Kontraktion von 20—30% (bezogen auf das System Glas und flüssiges Wasser) in Wasser aufquellen resp. sich auflösen; mit zunehmender Temperatur steigt die Schnelligkeit des Vorganges. (Dies. Jahrb. 1901. I. - 438—440-.)

Wenn sich nun Wasser in Glas bei 300° leichter auflöst als bei 200°, so muß Wasser, das an den Küsten der Ozeane durch irgend welche Vorgänge in die Erdrinde eindringt, von den höhern Gebieten der niedern Temperatur zu den tieferen mit höherer Temperatur diffundieren; der mit der höheren Temperatur verbundene größere Dampfdruck vermag den Vorgang nicht erheblich zu beeinflussen. Die tieferen Lagen müssen daher sowohl infolge der höheren Temperatur wie der vermehrten Lösung leichtflüssiger werden; die Temperatur der tieferen Teile muß noch durch die Kontraktion des Systems steigen. Infolgedessen werden die tieferen Teile durch Konvektionsströme in höhere Lagen geführt und hierdurch wird in derartigen Gebieten in höheren Teilen der Erdrinde eine abnorm hohe

Temperatur hervorgebracht, die ihrerseits wieder die Lösung von Wasser und Glas begünstigt und infolge der hierbei auftretenden Kontraktion von neuem Wärme erzeugt. Beide Ursachen einer lokalen Wärmehöherung wirken somit zur Erregung vulkanischer Tätigkeit zusammen.

Milch.

Topographische Geologie.

F. Mühlberg: Beobachtungen bei der Neufassung der Limmatquelle (zu Baden) und über die dortigen Thermen im allgemeinen. (Eclogae geol. Helvetiae. 9. 56—58. 1906.)

Die Limmatquelle zu Baden (Schweiz) mußte im Frühjahr 1904 neu gefaßt werden, wobei ihr Quellort bloßgelegt wurde. Es zeigte sich dabei, daß die Quelle auf einer Verwerfungsspalte austritt, zu deren Seiten Keuperschichten in antiklinaler Stellung liegen. Der eine Flügel liegt 6 m tiefer als der andere. Die Ziegelsteine der Quellfassung von 1828 sind durch das 47° C. warme Wasser mit seiner Kohlensäure gar nicht angegriffen, außer an einer Stelle. Verf. stellt fest, daß der Erguß der warmen Quellen von Baden keine Beziehungen zum Wasserstand der Limmat, wohl aber solche zu den Regenmengen (und zwar mit etwa zwölfmonatlicher Verspätung), speziell mit den Schwankungen der Regenmenge im Jura, zeigt.

Otto Wilckens.

L. W. Collet: Étude géologique de la Chaîne Tour Saillère—Pic de Tanneverge. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 19. Lief. (des ganzen Werkes 49. Lief.) 32 p. 4 Taf. 1904.)

Die Berge, deren geologische Beschreibung hier vorliegt, gehören jenen Kalkketten an, die sich im SO. an die kristalline Zone der Aiguilles rouges anlehnen. Die Tour Saillère, ein Gipfel von 3227 m Höhe, liegt südlich der Dent du Midi. Auf dem Kamm der südwestlich streichenden Kette verläuft die schweizerisch-französische Grenze. Die Cabane de Barberine, die man von Finhaut aus in drei Stunden erreicht, bildet den touristischen Ausgangspunkt für dies Gebirgsstück.

Die Schichtfolge in diesem Gebiet beginnt mit der Trias, die sich von unten nach oben aus Quarziten, roten und grünen Schiefern mit viel Wellenfurchen und dolomitischen Kalken nebst Rauhdecken aufbaut. Lias und Dogger kann man bei dem absoluten Fossilmangel nur schwer trennen. Ersterer besteht aus Schiefern und sandigen Kalken, letzterer aus sandigen Kalken, z. T. mit Knollen. Gelblich anwitternde, schieferige Tone vertreten das untere Oxford. Diese Stufe hat zahlreiche verkieste Ammoniten geliefert. Die Fauna entspricht derjenigen der *Renggeri*-Tone. Schwarze schieferige Kalke dürften die Zone des *Peltoceras transversarium* vertreten. Darüber folgt der Malm, schwarze, angewittert graue, kompakte Kalke, die eine Gliederung nicht erlauben. Verf. hat mehrere Gesteine analysiert.

f*

	H ₂ O	Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	Mg O	CO ₃ Ca	Ton	Sa.
Tieferer Dogger . . .	0,24	0,47	0,15	92,15	7,49	100,50
Oberer Dogger . . .	—	0,81	0,20	83,80	16,07	100,88
Oberes Oxford . . .	0,15	2,10	0,68	92,08	4,35	100,08
Malm (Tour Saillère)	0,1	0,41	0,29	98,00	1,55	100,35
Malm (Pic de Tanne- verge)	0,1	0,36	0,66	97,9	1,06	100,08

Die Tour Saillère wird im wesentlichen aus einer großen liegenden Antiklinale gebildet, von der man in der Nordostwand des Berges den Lias-Doggerkern sieht, der von einer verkehrten Folge von Oxford, Malm, Neokom, Gault, Eocän und Flysch getragen und von Oxford und Malm überlagert wird. Vorn ist diese Antiklinale durch eine spitze Mulde in zwei liegende Falten zerlegt, von denen die obere wieder fingerförmig zerteilt ist. Der liegende Schenkel dieser liegenden Falte ist unvollständig, indem unter dem Flysch der Mulde nur noch etwas Lias und Trias über dem kristallinen Gebirge liegt. Die ganze liegende Mulde unter der liegenden Tour Saillèrefalte verschwindet gegen Südwesten, und so nimmt auch diese letztere selbst nach Westen mehr und mehr an Bedeutung ab. In dem Maße wie sie zurückgeht, wird sie aber durch zwei Falten ersetzt, die sich auf sie auflegen, die der Rosses und die des Tanneverge. Es ist dasselbe Verhältnis, wie es auf der rechten Seite der Rhône zwischen der Dent de Morclesfalte (der die Tour Saillèrefalte entspricht) und den Falten der Diablerets und des Wildhorns besteht. Gegen Westen zeigen die drei Falten starke Schuppung und ihre Achsen senken sich in derselben Richtung.

Was die bedeutenden Lücken in der normalen Schichtfolge über den kristallinen Gesteinen an der Tour Saillère angeht, so liegt an der Dent de Morcles eine völlig analoge Erscheinung vor. Für die Tour Saillère möchte COLLET zur Erklärung lieber an das Vorhandensein von Aufwölbungen zur Jura- und Kreidezeit infolge der hercynischen Faltung als an eine Abhobelung durch die Stirn der liegenden Antiklinale denken.

Die Arbeit schließt mit einem Überblick über die im Gebiet nachweisbare Glazialerosion und mit der Beschreibung mehrerer Ammoniten aus dem oberen Malm, darunter der *Oppelia glabra* n. sp.

Otto Wilckens.

J. J. Pannekoek: Geologische Aufnahme der Umgebung von Seelisberg. (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. 17. Lief. (des ganzen Werkes 47. Lief.). 25 p. 1 Karte. 1905.)

Die Arbeit behandelt die Geologie des Gebirgsstückes zwischen Emmetten, Treib, Seelisberg und Niederbauen. Die Schichtfolge in diesem vom Verf. im Maßstab 1:25 000 kartierten Gebiet beginnt — wenn man von etwas Jurakalk der Klippendecke absieht, der in der SW.-Ecke noch in das Kartengebiet hineingreift — mit den grauen, kompakten Kalken

und Kalkschiefern des Berrias. Darüber folgen 300—500 m dunkler Kieselkalk und graue Mergelschiefer in zweitausendmaliger Wechsellagerung, ersterer in 10—20 cm, letzterer in $\frac{1}{2}$ —2 cm mächtigen Schichten. Dieser Kieselkalk vertritt das Valangien und reicht noch in das Neocom hinauf, das aber zur Hauptsache aus dem „Spatangkalk“ (80—150 m) besteht, einem weniger kieseligen Kalk in mächtigeren Bänken. Ohne scharfe Grenze folgt dann der Schrattenkalk, dessen untere fossilarme Hälfte zum Urgon, dessen obere, an Versteinerungen reiche Abteilung in das Aptien gehört. Das Albien wird durch Echinodermenbreccie und Grünsandkalke (*Concentricus*-Schiefer), das Vraconnien durch die Ellipsoiden-Grünsandkalke vertreten. Ein schwarzer, glaukonitischer, bituminöser Kalksandstein von der Südseite des Seelisbergerseelis hat eine Fauna geliefert, die an die der Clansayeschichten erinnert. Die Kreideseerie schließt mit den dichten, hellgrauen, von tonig-kohligen, sehr unregelmäßigen Zwischenhäuten durchsetzten Seewerkalken und endlich den hellgrauen, mergeligen Seewerschiefern. Dunkle Tonschiefer, schwarzblaue, dichte Kalksteine und Nummulitensandsteine bauen das Tertiär auf. Bei den glazialen Ablagerungen muß man zwischen dem vom großen Reußgletscher abgelagerten Erraticum und den lokalen Moränen des Bauenstockgebietes unterscheiden.

Die Gesteinsschichten sind in Falten von im wesentlichen westöstlichem Streichen gelegt. Von Nord nach Süd folgen: Das Gewölbe Schöneck—Sonnenberg—Axenstein, die Mulde Emmetten—Seelisbergerseeli—Morschach und das Niederbauen—Frohnalpstockgewölbe. Dies letztere ist im Osten als liegende, weiter westlich als überliegende Falte ausgebildet. Ihr Scheitel senkt sich rasch nach Westen. Der Mittelschenkel ist im Osten deutlich reduziert. Den Kern der Emmetten—Morschacher Mulde bildet Eocän. Der Gewölbescheitel des nördlichen Gewölbes steigt vom Axenstein nach Westen bis zum Oberwald bei Seelisberg um 400 m an, um dann wieder abzufallen. Von den Brüchen, die im Kartierungsgebiet auftreten, ist die NNO. streichende Verwerfung Gwand—Bitzi—Oberfrutt—Seelisberg die wichtigste. An ihr liegt die Osthälfte des Schöneck—Sonnenberggewölbes 200—250 m tiefer als die Westhälfte. Diese ist höher gestaut, jene flacher gewölbt. Die Sprunghöhe des Bruches nimmt nach Süden allmählich ab, im Mittelschenkel der Niederbauenfalte ist die Verwerfung schon sehr gering, und im Neocom des Gewölbkernes ist keine Störung mehr vorhanden. Dieser große Bruch findet sein spiegelbildliches Analogon auf der östlichen Seite des Urnersees auf der Linie Ölberg—St. Franziskus. Ebenso wie das nördliche Gewölbe die Störungen gerade im hangenden Schenkel zeigt, so auch des Niederbauengewölbe. Hinter den Falten treten aber diese Brüche ganz zurück; sie sind wahrscheinlich erst in der letzten Phase der Bewegung entstanden.

Was die Oberflächengestalt anlangt, so verlaufen die größten Bäche quer zu den Falten. Karren sind auf dem Schrattenkalk überall verbreitet. Das Felsbecken des Seelisbergerseelis liegt in die Emmetten—Morschachmulde eingesenkt. Schutthalden begleiten die steilen Schratten-

kalk- und Neocomwände, ein Bergsturz erfolgte 1885 oberhalb Schöneck. Bei steiler Schichtenstellung tragen Neocom und Seewerkalk Wald, Schrattenkalk trägt diese Bedeckung durchweg, flach gelagerte Neocom- und Seewerkalke, Gault und Glazialboden sind meist mit Wiesen bestanden.

Otto Wilckens.

Arnold Heim: Über den Berglitenstein und die Grabser Klippe. (Eclogae geol. Helv. 9. 425—437. 1907.)

Die Grabser Klippe ist die östlichste nordschweizerische, auf dem Flysch der helvetischen Decken ruhende Klippe, ein Zwischenglied zwischen den Iberger Klippen und dem Falknisgebiet. Sie liegt etwa $1\frac{1}{2}$ Stunden von der Eisenbahnstation Buchs (Rheintal) entfernt. Der „Berglitenstein“, dessen exotische Natur schon lange bekannt ist, stellt nur einen kleinen Teil der Klippe dar, die im ganzen fast 1,5 km Länge und 200—300 m Breite besitzt. Das Gesteinsmaterial der Klippe ist mannigfaltig und wechselnd. Die genaue Altersbestimmung mancher Horizonte steht noch aus. Schon lange bekannt ist das Tithon vom Berglitenstein, ein wohlgeschichteter, lichtgrauer Aptychenkalk, der über mergelig-schieferigem Glimmersand liegt. Es kommt darin u. a. *Calpionella alpina* LORENZ vor. Gut erkennbar sind außerdem typisch ausgebildete Couches rouges, rote, gelbliche und graue Mergelschiefer mit Globigerinen. Eigenartig sind die groben Quarzite bei den Häusern Winnewies.

Die Gesteine der Grabser Klippe kommen in dem helvetischen Faziesgebiet ihrer Umgebung nicht vor. Zweifellos ruht die Klippe wurzellos auf dem helvetischen Flysch des Nordschenkels der fast ganz verflachten Voralpsee-Mulde, die Churfürsten und Alviergruppe miteinander verbindet. Sie ist ein Stück Klippendecke (nach der STEINMANN'schen Bezeichnung), andere Decken sind in ihr nicht vertreten. Die Lokaltektonek der Klippe ist durch zahlreiche kleine Querbrüche kompliziert. Abgesehen vom Berglitenstein, wo das Tithon z. T. senkrecht steht, zeigen die Schichten meist flaches Einfallen.

Otto Wilckens.

Arnold Heim: Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh. (Eclogae geol. Helv. 9. 413—424. 1907.)

Nicht alle exotischen Blöcke im Flysch dürfen auf Abschürfung und Einknetung bei der Bewegung der Überschiebungsdecken zurückgeführt werden. Am Ostende des Mattstocks bei Amden und im Gebiet von Habkern, ja überhaupt vom Thuner See bis ins Voralpberg, liegen die exotischen Blöcke in dem Flysch der höheren helvetischen Decken. In den lepontinischen Decken finden sich die Gesteine der Blöcke — es sind lauter saure kristalline Gesteine — nicht. Die exotischen Blöcke müssen südlich des Aarmassivs abgelagert sein, wahrscheinlich durch Eisschollen transportiert. In Amden kommen sie im eocänen Flysch, der stratigraphisch unter Nummulitenkalk gehört, vor.

Zum Unterschied von diesen, eine stratigraphische, nicht eine tektonische Erscheinung darstellenden Blöcken könnte man als Klippenblöcke Blöcke von Gesteinen der höheren Decken, Deckschollenreste usw. bezeichnen.

Die Gerölle der subalpinen Nagelfluh können nicht von den fertigen Decken der Klippen abgeleitet werden, sondern müssen vom Südrand der Alpen stammen.

Otto Wilckens.

Ch. Sarasin: La chaîne du Simplon au point de vue géologique. (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) 19. 80—92. 1905. Mit 1 Taf.)

In allgemein verständlicher Weise wird der Aufbau des Gebirges, durch das der Simplontunnel gebohrt ist, die Gesteinsbeschaffenheit und der Deckenbau (den GERLACH schon in bezug auf den Antigoriogneis und den LUGEON dann voll erkannt hat) geschildert. Dann werden nach den Berichten von SCHARDT die Wassereinbrüche beschrieben und ein kurzer Überblick über die im Tunnel angetroffenen Temperaturen gegeben.

Otto Wilckens.

Ed. Sulzer-Ziegler: Der Bau des Simplontunnels. (Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Winterthur. 87. Jahresversammlung. 1904. 128—171. Mit 29 Taf.)

Eine sehr anschauliche Darstellung der Art und Weise, wie der Simplontunnel ausgeführt wurde, sowie der Methoden, die beim Bau zur Anwendung gekommen sind. Der Inhalt ist also technischer Art, aber auch für den Geologen interessant.

Otto Wilckens.

H. Schardt: Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. (Archives Sc. phys. et nat. (4.) 23. 356—385, 483—496. 1907. Taf. V, VI.)

Übersetzung des auf der Schweizer Nat. Gesellschaft zu St. Gallen gehaltenen Vortrags. (Vergl. dies. Jahrb. 1907. II. - 429 -.)

Otto Wilckens.

W. Kilian: Notes sur la tectonique des Alpes françaises. (Ann. de l'université de Grenoble. 16. No. 1. 1904. 10 p.)

Abdruck der drei Artikel: „Sur les relations de structure des Alpes françaises avec les Alpes suisses“, „Sur le rôle des charriages dans les Alpes delphino-provençales et sur la structure en éventail des Alpes briançonnaises“ und „Sur les phases de plissement des zones intra-alpines françaises.“ (Vergl. dies. Jahrb. 1906. II. - 253 - bis - 256 -.)

Otto Wilckens.

E. Haug: Sur le pli couché des Diablerets. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 1. 596—597. 1901.)

Hinweis darauf, daß Verf. schon 1894 erkannt hat, daß die Morcles—Muveran-Falte durch ein Bündel liegender Falten abgelöst wird, deren äußerste, die der Lizerne und der Diablerets, auf verschiedenen tektonischen Elementen liegt, nämlich auf dem Cephalopodenneocom, das sich keilförmig zwischen Diablerets und Muverean einschiebt, und auf der Trias-Jurazone von Bex.

Otto Wilckens.

H. Douvillé: Observations géologiques dans les environs d'Interlaken. [Observations de M. BERTRAND.] (Bull. soc. géol. de France. (3.) 28. 57—63. 1900.)

In der Umgebung von Interlaken kann man drei Schichtkomplexe unterscheiden: 1. Ein wurzelndes System mit helvetischer Fazies (daher H genannt) und charakterisiert durch die starke Entwicklung der kieseligen Bartoniansandsteine des Hohgant und den tonigen Flysch. Darüber liegt 2. eine von Süden her kommende liegende Falte oder Überschiebungsdecke, die zuerst von BERTRAND und GOLLIEZ erkannt ist und die Verf. deshalb das System BG nennt. Es besteht aus Urgon, oberer Kreide und tonigen Eocänsandsteinen ohne Fossilien und baut die Berge Rothorn, Morgenberghorn, Dreispitz und Bachfluh auf, während dem System H der Beatenberg, Waldegg und Buchholzkopf angehören. 3. Zwischen diese beiden Systeme legt sich die Decke der Klippen und exotischen Blöcke, mit K bezeichnet, die bald ganz verschwindet, bald mehr anschwillt. Diese Decke liegt im Flysch, aber der Flysch über und der Flysch unter K ist verschieden, der untere gehört zur wurzelnden Masse H, der obere zu der verkehrten Schichtfolge von BG.

Die Niesenkette stellt die Stirn oder den Gipfel der großen liegenden Falte BG dar. Die Decke K steht einerseits mit den Voralpen, andererseits mit den Kalken der Kientalberge im Zusammenhang.

MARCEL BERTRAND widerspricht der Auffassung, daß die Decke der exotischen Massen nicht über die Schieferketten des Berner Oberlandes und die Glarner Falten gehören. Man kann die von DOUVILLÉ geschilderten Verhältnisse durch eine Faltung der Decken erklären.

Otto Wilckens.

W. v. Seidlitz: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. (Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 16. 232—367. 5 Taf. 1906.)

Der Hauptkamm des Rätikons streicht, von der Silvretta ausgehend, zuerst nach Norden, dann, vom Plasseggengrat an, nach Westen. Das von SEIDLITZ untersuchte Gebiet reicht von den Kirchlispitzen und dem Lüner See im Westen bis nach Klosters, östlich bis zum Illfluß und zum Gargellenbach. Der N.—S. gerichtete Gebirgsast zeigt Berggipfel aus

kristallinen Gesteinen, während für den O.—W. verlaufenden die hellleuchtenden Jurakalkwände der Scheienfluh, Sulzfluh, Drusenfluh und der Kirchlispitzen charakteristisch sind. Diese und jene umrahmen das Bündnerschieferland des Prättigaus, das landschaftlich wie geologisch im stärksten Gegensatz zu der Gebirgsmauer des Rätikons steht.

Die Schichtfolge in SEIDLITZ' Arbeitsgebiet ist folgende:

Die kristallinen Gesteine der Silvretta bestehen hier namentlich aus Hornblendeschiefern, Diorit, Gneis, Glimmerschiefern und stark gepreßtem Granit. Im Vorarlbergischen, also in den nördlichen Teilen des W.—O. gerichteten Gebirgsastes, treten drei Züge von kristallinen Gesteinen auf, von denen zwei sich aus Gneis, Hornblende- und Glimmerschiefer zusammensetzen, während sich ein dritter aus Diorit und Gabbro dazwischenschiebt. Endlich ist noch „der grüne Granit des Prättigaus und von Plasseggen“ zu erwähnen, der an verschiedenen Stellen und wahrscheinlich als Überschiebungsapophysen auftritt. Er gleicht den Granitkomponenten der Falknisbreccie.

Das älteste, seinem Alter nach sicher bestimmbare Gestein ist der Verrucano, der sich meist in normalem Schichtverbande befindet und unten mit blutroten bis dunkelroten Schiefern beginnt, die sich leicht mit dem jurassischen Radiolarit verwechseln lassen. Darüber liegt roter Sandstein von verschiedenem Korn, manchmal auch — so im Rellstal — typische Konglomerate mit Quarzporphyrmaterial. Eng schließt sich daran der Buntsandstein an, der vier verschiedene Ausbildungsformen zeigt: gelbliche, rosa oder rote Sandsteine, grobe Konglomerate aus rosa Quarzit und Milchquarz, weißen Quarzit und rosa bis himbeerfarbenen Quarzit. „Untere Rauhwaacke und gelber Dolomit der unteren Trias(?)“ besitzen nur geringe Verbreitung. Erstere ist gar nicht sicher nachzuweisen, letzterer besitzt im Anschlag eine hellblaugraue, verwittert eine gelbliche bis Orangenfarbe. Durch Fossilien bestimmbarer Muschelkalk kommt nur im Gebiet der normalen Trias vor. Sonst ist er nur an seiner dunkeln bis pechschwarzen Farbe und an seinen Hornsteinbänken zu erkennen („Virgloriakalk“). In der „Aufbruchzone“ wird er durch den „Streifenschiefer“ vertreten, der aus einer Wechsellagerung von dünnen Bänken eines dunklen, stumpfglänzenden Schiefers und eines oft mehr vorherrschenden rosa oder grauen bis schwarzen Kalkes besteht. Er ist fossilieer, aber ständig mit Rauhwaacke verknüpft, was für sein triadisches [diese Form ist richtiger und schöner als „triassisch“. Ref.] Alter spricht. Partnachschichten und Arlbergkalk lassen sich nicht sicher nachweisen. Die oberhalb der Sulzfluhkalke häufigen Rauhwaacken dürften durchgängig der Raibler Stufe angehören. Der mächtige Hauptdolomit beginnt mancherwärts mit Rauhwaacke, an der Mittagsspitze mit einer Breccie, deren Komponenten mehr als Kopfgröße erreichen. In der ostalpinen Trias erscheint der Rhät als ein Band von dunklem Mergelschiefer von geringer Mächtigkeit, bankweise von *Lithodendron*-artigen Korallen durchsetzt.

Lias ist nirgends durch Versteinerungen nachweisbar. Adnether Kalk scheint aber in der Fortsetzung der Mittagsspitzenmulde bei Plas-

seggen vorzukommen. Ferner sind gewisse Breccien zum Lias zu rechnen, die der unteren Chablais-Hornfluhbreccie gleichen und Triaskalk und -dolomitbrocken in einem hellgrauen, stark gekneteten Kalk zeigen. Darüber liegt Dachschiefer und dann feinere obere Breccie — also ganz wie in den Voralpen. Die Unterscheidung von Tristelbreccie ist oft schwer. Kristalline Komponenten fehlen meist, aber nicht immer. Von den durch LORENZ im westlichen Rätikon unterschiedenen fünf Ausbildungsarten des Malm finden sich die Sulzfluhkalke, die Falknisbreccie, der Malmschiefer und der Radiolarienhornstein. Der Sulzfluhkalk hat SEIDLITZ eine reiche Fauna geliefert, in der Nerineen, Korallen und Ellipsactinien hervortreten und deren neue Formen in einem Anhang beschrieben werden (*Nerinea Hoheneggeri* PETERS var. *raetica*, *Nerinea* n. sp., *Chemnitzia* n. sp., *Cylindrites* n. sp., *Isocardia* sp., *Corbis* sp.). Die grauen Malmschiefer sind durch Radiolarien und *Calpionella alpina* LORENZ charakterisiert. Sie zeigen Übergänge zu Châtelkalcken. Am NO.-Abhang des Gafiertals dicht am Talegg wechsellagern diese Schiefer mit Sulzfluhkalk und Radiolarit. Die Falknisbreccie ist auch hier eine polygene Breccie aus Kalken und kristallinen Gesteinen, unter denen ein grüner, juliergranitartiger Granit hervortritt. Sie kommt nur unter-, die roten und grünen Radiolarite dagegen nur oberhalb der Sulzfluhkalke vor. Die Radiolarienhornsteine sind stets eng mit Diabasporphyrit und Opicalcit verknüpft.

Die untere Kreide zeigt Flyschcharakter. Hauptsächlich treten in ihr auf: braune, eisenschüssige Sandsteine, schwarze, rostgelb angewitterte Schiefer („Topfscherbenschiefer“), schwarze, braune, grüne Mergelschiefer mit einer reichen Algenflora und spätige Bänke von brecciösem Kalk mit *Orbitulina lenticularis* und Hornsteinlagen. Im östlichen Rätikon finden sich die eigenartigen „Mandelschiefer“. Es sind Gesteine, in deren schieferig-sandiger Grundmasse in weiten Abständen einzelne kugelige bis mandelförmige Brocken von Triaskalk und -dolomit, Malm und kristallinen Gesteinen liegen.

Die obere Kreide ist durch typisch rotgefärbte, seltener graue „Couches rouges“ mit reicher Globigerinenfauna vertreten, während sich unter der Tithonüberschiebung die „Globigerinenschiefer“ einstellen, die sich von den Couches rouges nicht ganz scharf trennen lassen.

Zur Frage nach dem Alter der Bündner Schiefer kann v. SEIDLITZ nicht viel neues Material beitragen. Bemerkenswert ist, daß er im Flysch der Goldrosenhütte, aus der LORENZ einen *Orbitoides* erwähnt, die Mikrofauna der Tristelbreccie entdeckt hat.

Unter den basischen Eruptivgesteinen des Gebietes ist der Serpentin der Schwarzhorn—Seehorn-Antiklinale das wichtigste. Der Serpentin ist jünger als Jura und Kreide.

Faziell lassen sich im Rätikon drei Zonen unterscheiden, die man früher als die der Bündner Schiefer, die der vindelizischen Schichtfolge oder die Aufbruchzone und als die ostalpine Zone unterschieden hat. Innerhalb der Aufbruchzone kann man drei untergeordnetere Zonen trennen, die Klippen-, Breccien- und rhätische Zone oder, wie wir auch gleich

sagen können, Decke. Denn der Rätikon wird aus Decken aufgebaut, und jede Decke besitzt ihre charakteristische Schichtfolge.

Verbreitung der Formationen und Fazies in den einzelnen Zonen resp. Decken:

- I. Gebiet der Bündner Schiefer: Flysch der unteren Kreide, Globigerinenschiefer, Lias?, Tertiärflysch?.
- II. Klippendecke. Hier lassen sich zwei Zonen unterscheiden:
 - a) Zone der Falknisbreccie.
Juliergranit. Muschelkalk mit Hornsteinbändern, Rauhwanke, Falknisbreccie. Kreideflysch?, Couches rouges?.
 - b) Zone der Sulzfluhkalke.
Sulzfluhkalk, Kreideflysch, Tristelbreccie, Couches rouges.
- III. Brecciendecke.
Streifenschiefer, Rauhwanke, Dolomit, Liasbreccie und -flysch(?), graue (Malm-?)Schiefer, Flysch und Breccie der Unterkreide, Couches rouges.
- IV. Rätische Decke oder Zone der ophiolithischen Eruptiva.
Radiolarienhornsteine, Kreide(?)flysch mit Fukoiden. Mandelschiefer, Serpentin, Ophicalcit, Spilit, Variolit, Diabasporyphyr.
- V. Ostalpine Decke.
Kristalline Schiefer, Diorit, Juliergranit, Verrucano, Buntsandstein, Muschelkalk, Rauhwanke, Dolomit (Haupt-), Rhät, Adnether Lias(?), Liasbreccie?.

Lagerungsverhältnisse:

Über den Bündner Schiefer, die wenigstens z. T. der Kreide angehören, erhebt sich die Mauer der oberjurassischen Sulzfluhkalke, die sich zwischen Scheienfluh und Rätchenhorn bedeutend erniedrigt. Darüber lagert sich das wilde Durcheinander der Schiefer und Breccien der Aufbruchzone, und die kristallinen Schiefer der Silvretta resp. die ostalpine Trias der Scesaplana usw. krönen das Ganze. Im wesentlichen herrscht also eine verkehrte Schichtfolge, und im einzelnen zeigt sich eine ungeheure Komplikation. Verf. schildert zunächst die Einzelheiten des tektonischen Baus in mehreren Kapiteln, deren erstes „Die Umgebung der Tili-sunahütte“ überschrieben ist. Bei dieser Hütte des Deutschen und österreichischen Alpenvereins befindet man sich in einem Gebiet von Schiefer und Breccien der Breccien- und rhätischen Decke, deren einzelne Glieder sich z. T. in W.-O. streichenden Zügen verfolgen lassen, z. T. aber auch zu regellosen „Quetschzonen“ verschweißt sind. Der Brecciendecke sind drei Streifen von rhätischer Decke muldenartig eingelagert und in die rhätische Zone ist noch ein Keil von ostalpinen Gesteinen, Gneis, Verrucano und Rauhwanke hineingetrieben. Der Gneis tritt in isolierten Massen am Motadonakopf, Bilkengrat, Gaisspitz und Kessikopf auf. Es sind Keile, die an den höchsten Punkten am breitesten entwickelt sind und die sich, wie man an den Hängen des Gauertales sehen kann, in der Tiefe zuspitzen und von einem Verrucanomantel umgeben werden. Mit anderen Worten: es sind wurzellose Massen in pseudo-synklinaler Lage-

zung. Ähnlich ruht das Dioritmassiv Schwarzhorn—Seehorn dem umgebenden Serpentin der rhätischen Decke, ohne in die Tiefe zu setzen, wie auf einer Schüssel auf. Die weiter nördlich folgende Dolomitmasse der Tschaggunsener Mittagspitze gehört der ostalpinen Decke an. Die Dolomite der Gafierplatten müssen als ihre Fortsetzung betrachtet werden.

In einem zweiten Abschnitt verfolgt Verf. die zwischen die Sulzfluhkalke und die kristallinen Schiefer eingeschobene Schieferzone in dem Gebiet südsüdöstlich der Tilisunaaalp weiter. In der Gegend der Weberlishöhle, des Schollbergs, der Gempiflüh, des Gafiertales, an den Abhängen des Madrishorns und am Madrisjoch bietet sie vorwiegend das Bild einer Quetschzone von z. T. ungeheurer Regellosigkeit.

Sehr wichtig für die Auffassung der Tektonik ist der Umstand, daß sich in den kristallinen Schiefen der Silvretta im Gargellental (einem Nebental des Montafon) ein von der Erosion geschaffenes Fenster öffnet. Auf der westlichen Talseite beobachtet man zwischen einer 30—40 m hohen Wand von Tithonkalk (unten) und den kristallinen Gesteinen der ostalpinen Decke (oben) Verrucano, Streifenschiefer, grauen Schiefer, Ophicalcit (obere Quetschzone), während unter dem Tithon Granit in 30 bis 75 cm Mächtigkeit und graue Kalkbänke liegen (untere Quetschzone) und ihn von den basalen Bündner Schiefen trennen. Auf der östlichen Talseite findet man nur Tithon ohne Quetschzonen.

Was das Gebiet westlich der Tilisunahütte anlangt, so sucht Verf. zunächst den Anschluß an die LORENZ'schen Untersuchungen, indem er von den Kirchlispitzen ausgeht, die einen regelmäßigen Schuppenbau aus Tithon und Couches rouges aufweisen. In der Taleinsenkung Lünser See—Nerrajöchl—Schweizertor läuft in der Mitte ein Streifen rhätischer Gesteine, während zu beiden Seiten Breccien, Schiefer, Rauhacken und Streifenschiefer der Brecciendecke ziehen. Östlich des Schweizertores ist diese ganze Zone durch eine bedeutende Querverschiebung zwischen dem Gneis des Kessikopfes und der Drusenfluh auf engen Raum zusammengedrängt.

Die Sulzfluhkalke erscheinen regelmäßig geschuppt, was man an dem Auftreten der Couches rouges erkennen kann. An den drei Türmen der Drusenfluh zeigen sich die Schuppen schon in der äußeren Gestalt des Berges; die mächtige Sporerplatte z. B. ist die Gleitfläche der Gipfelschuppe. Durch Blätter und Querverwerfungen erhalten Kirchlispitzen, Drusen-, Sulz- und Scheienfluh ihre ganze Gestalt. Die Umbiegung in der Streichrichtung des Gebirges aus W.—O. in N.—S. ist mit kulissenartigen, staffelförmigen Verschiebungen verbunden.

Das von SEIDLITZ bearbeitete Gebiet ist von großem Interesse für die Alpengeologie. Verf. ist vier Sommer mit der Aufnahme beschäftigt gewesen und war „während Dreiviertel dieser Zeit von der Ansicht befangen, es könne nur eine Auffaltung aus dem Untergrunde vorliegen“. Die vielen Schwierigkeiten, die bei dieser Auffassung ungelöst bestehen blieben, hoben sich bei Zugrundelegung der Deckentheorie für die Deutung des Beobachtungsmaterials. Der Rätikon ist aufgebaut aus ortsfremden,

von Süden gekommenen Überschiebungsdecken. Allerdings liegen die Decken nicht glatt horizontal übereinander, sondern sind in einer sekundären Periode der Gebirgsbewegung stark gefaltet und auf diese Weise miteinander verzahnt. Die Keile vom ostalpinen Gneis und das Dioritmassiv des Schwarzhornes und viele andere Erscheinungen finden so ihre tektonische Erklärung. Das mittlere Stück des schematischen Profils, das Verf. auf p. 349 gibt, ist beobachtet; es enthält entscheidende Beweise für die Auffassung des Verf.'s.

Die Deckentheorie bietet nicht nur eine Erklärung für die Tektonik, sondern auch für die faziellen Verhältnisse: die Übereinstimmung der Klippen- und Breccienzone mit den Freiburger Alpen, die Wurzellosigkeit der ophiolithischen Eruptiva der rhätischen Decke, die großen Faziesverschiedenheiten auf engem Raum.

Die Arbeit ist mit einer großen Anzahl sehr instruktiver geologischer Landschaftsbilder und Profile ausgestattet. Wir begrüßen sie als einen wichtigen Beitrag zu der für das richtige Verständnis des Baus des gesamten Gebirges so unentbehrlichen Kenntnis der Bündner Alpen.

Otto Wilckens.

Albert Heim: Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. (Geol. Nachlese No. 15. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich. 51. 1—49. 2 Taf. 1906.)

Bei Chiasso fallen die Schichten am südlichen Alpenrande bei NW.—SO.-Streichen ziemlich steil gegen SW. Von den Alpen gegen die Ebene zu trifft man in normaler Folge auf immer jüngere Schichten. Die Breggiaschlucht schließt ein schönes Profil in dieser Serie auf, deren erodierte Schichtköpfe von 400 m über dem Meere an abwärts diskordant und ungestört lagernde pliocäne Bildungen tragen.

Die Stratigraphie der alpin aufgerichteten Gesteine der Breggiaschlucht ist folgende:

Über dem unteren Lias von Arzo und Saltrio folgt der mittlere Lias, dunkelgrauer Kalkstein mit Spongitlagern von 2—3000 m Mächtigkeit. In der Schlucht bei Rovagino tritt aus diesen Schichten eine starke Quellengruppe hervor, die zur Wasserversorgung von Chiasso nutzbar gemacht ist. Dann kommen 100 m heller Lias in etwa 250 Schichtbänken mit unbestimmbaren Ammoniten und hierauf oberer Lias („Ammonitico rosso“), knollige Kalksteinbänke und Mergel, meist von mehr oder weniger intensiv roter Farbe. Diese nicht sehr mächtige Stufe ist reich an schlecht erhaltenen Ammoniten, führt aber keine Hornsteine wie die nun folgende, ca. 100 m mächtige Partie von Kalken und Mergeln, die den Übergang von Lias in den Dogger und von diesem in den Malm darstellt. Auch hier wechsellagern Kalk- und Mergellagen. Oben stellen sich einzelne grüngraue Hornsteinlagen ein, dann beginnen die roten Aptychenkalke und Radiolarite des oberen Malm. Der Radiolarienhornstein kann bis zu $\frac{1}{3}$ des 35—40 m mächtigen Komplexes ausmachen. An Fossilien haben sich

Aptychus, *Belemnopsis Zeuschneri* und *B. cf. semisulcata* gefunden. E. BLUMER hat den Aptychenschiefer und Radiolarit mikroskopisch untersucht. In beiden heben sich die Radiolarien, die nie mehr als 0,25 mm Durchmesser erreichen, als rundliche klare Querschnitte heraus. Sie zeigen glatten oder zackigen Rand. Das Innere ist mit feinkörnigem, im Radiolarit mit etwas gröberkörnigem Quarz erfüllt. Sekundäre Calcitadern sind häufig.

Unvermittelt, aber völlig konkordant an glatter Schichtfuge liegt auf dem Radiolaritkomplex der schneeweiße, dichte Kalkstein des Biancone. Unten ist er massig, oben mehr geschichtet. Nach S. BLUMER's Untersuchung tritt darin zahlreich *Calpionella alpina* LORENZ auf, die für den oberen Jura leitend ist, so daß der Biancone als Bindeglied von Tithon und unterer Kreide zu betrachten ist. In seinem Gestein lassen sich stylolithische Suturen beobachten, in denen schwarze, bituminös tonige Häutchen liegen. Sie spiegeln die Bewegungen wieder, die in dem noch unverfestigten, von marinem Grundwasser durchtränkten Gestein vor sich gingen. Wo die tonigen Häutchen fehlen, sind diese Bewegungen nicht sichtbar angedeutet.

Konkordant überlagern den Biancone homogene, schalig bröckelnde Mergel der Scaglia mit sehr wechselnden Farben, rot, dunkelgrün, grünlich-grau, schwarzbraun, weiß. In ihnen lassen sich zwei Synklinale und ein Sattel beobachten. Die wahre Mächtigkeit beträgt etwa 300 m.

Weiter ist in der Breggiaschlucht selbst die Schichtfolge nicht abgeschlossen. Anderswo in dem untersuchten Gebiete erscheinen aber als jüngste der alpin aufgerichteten Gesteine noch Flysch und Molasse. Ersterer ist durch glimmerreiche Mergelschiefer und Sandsteinbänken vertreten. Auf letzteren kommen Tierspuren und Wellenfurchen vor, an Versteinerungen wurden nur Foraminiferen gefunden. Der Monte Olimpino südlich von Chiasso wird aus Nagelfluh aufgebaut, die transgressiv diskordant auf dem Flysch lagert, aber dieselbe alpine Aufrichtung wie dieser erfahren hat. Es ist eine polygene Bildung. Die Gerölle bestehen zumeist aus kristallinem Gestein. Weiter südlich treten die Konglomerate hinter Sandsteinen zurück. Der Betrag des nach Süden gerichteten Fallens nimmt mit der Entfernung von den Alpen ab. Die Molasse ähnelt sehr der nordalpinen. Ihr Alter läßt sich nicht genau feststellen, doch ist es jedenfalls posteocän. Die Aufrichtung des ganzen Schichtenkomplexes, vom Verrucano ab, muß gleichzeitig, und zwar nach Absatz der Molasse, erfolgt sein.

HEIM vergleicht in einem besonderen Abschnitt die Fazies der Sedimente am Nordabhang und am Südrand der Alpen. Hervorgehoben möge werden, daß er in den Nagelfluhgeröllen des ersteren manche Gesteinstypen aus den südlichen Alpen wiedererkennt.

Auf den Schichtköpfen der bisher besprochenen, durch die alpine Faltung aufgerichteten Schichten liegen in flacher Lagerung Pliocän und Diluvium. Ersteres beginnt mit Tonen und Sanden, die marie Konchylien und Blätter von Landpflanzen führen. Eine gleichalterige Ablagerung von anderer Fazies ist das „Pontegana-Konglomerat“. Es ist von den Moränen

leicht zu unterscheiden und wechsellagert mit den pliocänen Sanden und Tonen. Es ist in einer N.—S. gerichteten Vertiefung streifenförmig gelagert und stellt sich, wenigstens teilweise, als die Ausfüllung eines Tales oder Fjordes dar, dessen Verlauf sich gut verfolgen läßt. 99 % der Gerölle des Pontegana-Konglomerates sind gelbliche Kalksteine. Es ist Liasgestein, dessen ursprünglich graue Farbe durch Oxydation verändert ist. Das beweist die übereinstimmende sekundäre Gelbfärbung mancher anstehenden Liasgesteine, sowie der graue Kern, den manche Gerölle noch zeigen, ferner die mikroskopische Untersuchung, durch die massenhafte Spongiennadeln nachgewiesen wurden. Das Fehlen anderer Gesteine in dem Konglomerat deutet die Intensität der an die Auffaltung der Gesteinschichten geknüpften Erosion an. Die Orographie der Gegend war im Pliocän in ihren großen Zügen schon fertig.

Alle älteren Ablagerungen werden von glazialen Material überkleidet. Dies tritt teils in der Form von mancherwärts bis 30 m mächtigen Grundmoränen, teils in der Form des sogen. Ceppo auf, d. h. verschwemmter Moränen und fluvioglazialer Schotter. Liaskalk und -hornstein sind das vorherrschende Material unter den Geschieben. Beim Rückzug der Gletscher ist es wahrscheinlich zur Bildung von Stauseen gekommen.

Es ist bemerkenswert, daß die Faltung am Südrand der Alpen vorpliocän, am Nordrand pliocän zu sein scheint. HEIM versucht am Schluß seiner Arbeit, diese auffallende Erscheinung in einer Darlegung, wie man sich etwa die Reihenfolge der Alpendislokationen vorstellen kann, verständlich zu machen.

Otto Wilckens.

P. Termier: Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. (Bull. Soc. Géol. France. (4.) 7. 174—189. 2 Taf. 1907.)

LUGEON und ARGAND haben nachgewiesen, daß das Piemont nicht autochthon, sondern Deckenland ist, und daß der Monte Rosa und der Gran Paradiso Aufwölbungen derselben Decke darstellen. Da kann es nicht mehr zweifelhaft sein, daß sich das Deckenland auch nach Frankreich fortsetzt und daß auch die Zone des Briançonnais und selbst die Carbonzone dazu gehören. Die Decke des Gran Paradiso würde in Frankreich den bisher sogen. Vanoise-Sattel, den Mt. Pourri-Sattel und das Ambin-Massiv bilden.

Zweck einer 1905 (mit W. KILIAN) unternommenen Exkursion des Verf.'s war es, festzustellen, ob diese Auffassung sich bestätigte. Gleichzeitig sollten die früheren Ergebnisse über die Stratigraphie der Gegend nördlich und östlich der Vanoise nachgeprüft werden.

Über dem metamorphen Perm der Vanoise liegt Trias in der Fazies der alpinen Axialzone: unten Quarzit, darüber phyllitische Marmore nebst schwarzen oder grünen Schiefen, Rauhwanke und Gips, endlich Gyroporellkalke. Nankinggelbe Kalke vertreten den Lias. Im Tal der Leisse, nordöstlich des Col de la Vanoise, findet sich oberer Jura in Guillestre-

Fazies, vertreten durch weiße, rosa oder gelbliche, feinkristalline Kalke mit Belemniten und Aptychen. Ähnliche Bildungen sind zusammen mit Telegraphenbreccie etwas weiter nördlich im Triassockel der Glanzschiefer des Grande Sassiére gefunden worden.

Die Gesteine zeigen Spuren starker Ausquetschung und erscheinen oft in Linsenform. Verf. hatte früher den Bau des Vanoise-Sattels im Leisse-Tal als eine Doppelfalte aufgefaßt, die eine gegen SO. oder O. und die andere gegen NW. oder W. gerichtet. Aber wie die Glarner, so ist auch diese Doppelfalte in Wirklichkeit nur eine einzige Decke. Über den permischen Gneisen der Vanoise liegt Trias und Jura, und darauf folgt die enorm gefaltete Trias der Grande Motte, die die Unterlage der Glanzschiefer bildet. Ringsum treten die Gneise des Vanoise-Massivs mit einer zerquetschten Synklinale in Berührung und tauchen nach allen Seiten unter Deckenpakete.

Die Trias zwischen dem Col de Chavière und Modane ist sehr kompliziert aus zahlreichen Schuppen aufgebaut. Die Glanzschiefer gehören einer höheren Decke an. Nach KILIAN wurzeln die Faltenpakete mit Briançonnais-Fazies, die die Glanzschiefer der Sana und der Gr. Sassiére tragen, im W. und sind nach Italien hin übergelegt. Dem kann TERMIER nicht beipflichten. Da die Briançonnais-Fazies an der Vanoise von den Glanzschiefern überdeckt wird, so kann sie ebensogut im O. wie im W. wurzeln. Sehen kann man davon nichts. Die gesamte Tektonik spricht aber für den östlichen Ursprung aller Decken. Die Vanoise-Gneise sind die wieder ans Tageslicht tretende Fortsetzung der Gran Paradiso-Gesteine, also Deckenland. [Beweis? Ref.] Die Glanzschiefer über ihnen sind ein Deckenpaket. Wenn es MARCEL BERTRAND 1893 verwirrte, daß ihnen Triaskalkbänke eingeschaltet sind, so wissen wir heute, daß jede solche Bank eine Spezialfalte darstellt, die, wenn auch nicht mehr als 50 m dick, viele Kilometer weit ohne Änderung ihrer Mächtigkeit in die älteren Gesteine eindringt. Zwischen Vanoisegneis-Glanzschieferdecken liegt das Faltenpaket mit Briançonnais-Fazies. Da das westliche Carbon und Perm, das von Villard de Bozel, der Aiguilles du Pécelet und de Polset, von Modane usw. die Fortsetzung des Carbons und Perms der Vanoise ist, so muß auch das alles schwimmen. Nicht ein Fächersattel ist die Carbonzone, sondern eine schwimmende Decke mit sekundärer, fächerartiger Faltung. Diese Auffassung hatte TERMIER schon 1899/1902 verteidigt, aber auf Grund von KILIAN's Einwürfen aufgegeben. Im Briançonnais selbst kann man allerdings die Deckennatur der Zone nicht nachweisen; dazu muß man vom Piemont ausgehen und die Vanoise durchqueren.

TERMIER's Profile vom Jahre 1903 (vergl. dies. Jahrb. 1907. II. -258-) müssen somit geändert werden. Das Gebiet östlich der Flyschzone war dort als autochthon gezeichnet (bis auf die „vierte Schuppe“), jetzt aber ist es als Deckenland zu betrachten. Damit nähert sich der tektonische Charakter der französisch-italienischen dem der Schweizer und Ostalpen. In den neuen Profilen des Verf.'s muß natürlich wie in den alten noch manches hypothetisch bleiben. Das Auftreten einer Schuppe von Pelvoux-

granit am Plan de Phazy bei Mont Dauphin (Durance-Tal) und das Vorkommen von Glimmerschiefern bei Vellarly bei Moutiers glaubt TERMER unberücksichtigt lassen zu können.

Bei der starken Faltung kann man das Alter der Gesteine nicht aus der Lagerung bestimmen. Das permische Alter der kristallinen Vanoise-Gesteine wird nur durch ihren seitlichen Übergang in normale Perm-Bildungen bewiesen. Auffallend ist die enorme Verbreitung des Lias in Briançonnais-Fazies. Der Metamorphismus des Perms muß früher eingetreten sein als der der Schistes lustrés. Denn jenes wird von unveränderter Telegraphenbreccie bedeckt. Die Metamorphose der Glanzschiefer trat später und in einem Gebiet ein, das sich nach W. nicht bis in die Faziesgrenzen der Telegraphenbreccie erstreckte.

Die Carbonecke des Briançonnais dürfte ein liegender Sattel, keine mitgeschürfte Schuppe sein. Die Mulde eogener Bildungen, auf der sie ruht, ist auch eine Decke. Erst weiter westlich, im Pelvoux-, Grandes Rousses- und Belledonne-Massiv befindet man sich auf autochthonem Boden.

Otto Wilckens.

O. Ampferer: Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1907. 389—393.)

Zwölf Kilometer südlich vom Kaisergebirge liegt rings von paläozoischen Schichten umgeben die Triasscholle des Gaisberges. Die Ausbildung der Trias zeigt nicht die wohlgegliederte Schichtenfolge, wie man sie aus Nordtirol gewohnt ist; sie erinnert den Verf. durch die Verkümmern der kalkigen, mergeligen und sandigen Schichten gegenüber den großen Dolomitmassen vielmehr an die Ramsaufazies. Am Aufbau der Scholle beteiligt sich ein dunkler, wohlgeschichteter oberer Dolomit, der eine N.—S. streichende Mulde mit steil aufgerichtetem Ostschenkel bildet. Unter diesem kommt, durch unregelmäßig entwickelte Raiblerschichten von der oberen getrennt, eine helle, ungeschichtete untere Dolomitmasse hervor. Am Rande beider Dolomitmassive tritt an vielen Stellen Rauhwacke und Buntsandstein, dem paläozoischen Grundgebirge aufliegend, zutage. Nach der Ansicht des Autors verdankt die zweifellos stark dislozierte Triasscholle der tiefen Einsenkung in die paläozoischen Schichten ihre Erhaltung. Der Arbeit ist eine Skizze der Verbreitung der Triashorizonte und Glazialablagerungen im Gebiete des Gaisberges beigegeben.

H. Gerth.

A. Tornquist: Vorläufige Mitteilung über die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone. (Sitz.-Ber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1908. 9 p.)

Wie am Nordrand der Schweizer Alpen, so lassen sich auch im Allgäu zwischen Iller und Rhein drei verschiedene tektonische Zonen unterscheiden: Die Molasse-, Flysch- und Kreidezone. In der Schweiz erklärt ARNOLD HEIM das Zustandekommen dieser Zonen durch drei zeitlich ge-

trennte Vorgänge. Zunächst fand die Überschiebung des Kreidegebirges auf den Flysch statt. Hierauf erfolgte die Faltung der Molasse und eine Abrasion der eben gebildeten Falten. Dann erst wurde das Flysch-Kreidegebirge gegen die Molasse und in die durch Abrasion entstandenen Vertiefungen des Molassegebirges hineingeschoben. Durch seine Beobachtungen im Allgäu kommt der Autor zu z. T. wesentlich abweichenden Resultaten. Auch hier fand im Oligocän zunächst eine Überschiebung des Kreidegebirges auf die Flyschzone statt. Dann erfolgte im Obermiocän, gleichzeitig mit der Auffaltung der inzwischen gebildeten Molasse, eine Überschiebung derselben durch das Flysch-Kreidegebirge. Bei diesem zweiten Zusammenschub wurde die erst entstandene Überschiebungsfläche zwischen Kreide und Flysch steil aufgerichtet, und es bildeten sich Blattverschiebungen in der Flysch-Kreidezone. [Diese Ergebnisse decken sich mit der schon früher von STEINMANN vertretenen Ansicht von zwei Phasen in der tertiären Alpenfaltung, mit deren zweiter die Aufrichtung der Molasse zusammenfällt. Ref.] Die Jurakluppen der Flyschzone hält Verf. für die Gipfelpartien einer alpinen Decke, die durch eine höhere Decke über die weichen Liasmergel der ersteren in den Flysch hinuntergeschoben wurden. Die exotischen Blöcke stammen aus ursprünglich auf den alpinen Decken abgelagerten Schuttmassen und gelangten bei der Vorwärtsbewegung der Decken in den Flysch.

H Gerth.

V. Spitzner: Geologische Verhältnisse der Bezirke Proßnitz und Plumenau. (Anzeiger d. naturw. Klubs in Proßnitz für 1906. 75—79. Mit 23 Taf. Böhmisch.)

In gedrängter Kürze wird hier eine Übersicht des geologischen Baues der genannten Gegend (Granitinseln, Mitteldevon, Culm, Tertiär und Diluvium) gegeben. Die Tafeln enthalten zahlreiche Photographien von Aufschlüssen und Versteinerungen.

Fr. Slavik.

A. Galdieri: Osservazioni geologiche sui Monti Picentini nel Salernitano. (Rend. Accad. Lincei. (5.) 16. Sem. 2. 529—534. Roma 1907.)

In den Monti Picentini hat sich als Basis der Sedimente am Flusse von Prepezzano eine Serie von schieferigen Kalken mit Kieselknauern erkennen lassen. In diesen ist *Chondrites triasinus* und *Halobia sicula* vorhanden, so daß Schichten der Basilicata vertreten scheinen. Darüber liegt eine mächtige geschichtete Dolomitskalkgruppe. Sie zerfällt in einen tieferen Horizont eines weißen, massigen, zerreiblichen Dolomits, mit Einschaltungen von dunklen Kalkschiefern und netzartig durchaderten Kalken, und einen höheren ausgebankten Dolomit.

In dem massigen Dolomit sind beobachtet: *Sphaerocodium Bornemannii* und mehrere Cassianellen, sowie *Hoernesia bipartita*, *Cardita*

Gümbeli, *Myophoria vestita*. Das sind Cassian-Raibler Formen. Der nächst höhere Komplex führt eine ganze Anzahl *Megalodus*-Arten. Der geschichtete Dolomit umschließt einige Schnecken und *Trigonodus* aff. *postrablensis*. Darüber liegt die Fischfauna von Giffoni und Abschluß macht ein heller Dolomit mit zahlreichen Schnecken und Muscheln, unter denen auch *Gervilleia exilis* ist. So erhält man als Basis die ladinische Stufe, die Mitte mit den *Sphaerocodium*-Schichten als Cassian-Raibler Horizont, den Rest als Hauptdolomit. Trias tritt auch am Monte Solaro auf und ist in dem Tithon OPPENHEIM's einbegriffen. Dagegen hat Verf. in den Monte Pocentini, z. B. am Monte Pettine, nichts von der dort angegebenen Kreide finden können.

Deecke.

Tornquist: Der Gebirgsbau Sardiniens. (Ber. k. pr. Akad. d. Wiss. 1903. 32. 685—699.)

Verf. beschreibt den Gebirgsbau Sardiniens und sein tektonische Verhältnis zu Korsika und den mediterranen tertiären Faltenzügen.

Sardinien wird von zwei verschiedenen Zonen von N. nach S. durchzogen, von einer im W. der Insel gelegenen, jungen, gefalteten Gebirgszone, von der die Iglesias- und die Gebirge der Nurra di Sassari Teile bilden und von einer im Zentrum und im O. gelegenen durch die junge Faltung nicht berührten Zone. Beide Gebiete spielen schon zur mesozoischen Zeit ungleiche Rollen; der östliche Teil gibt uns das Bild eines hoch gelegenen Festlandes, auf dem nur zur Zeit der maximalen Transgressionen eine Meeresbedeckung eingetreten ist, vor allem zur Oxfordzeit, während in den westlichen Gebieten des Mesozoicum (Trias) in außeralpiner Fazies auftritt. Die westliche Zone wird Außenfaltenzone und die im O. die des ungefalteten Vorlandes genannt. Die Faltung ist jünger als die gefalteten Kreideschichten und älter als die horizontal lagernden eocänen Kalke. Sie fällt ins Alteocän oder in die jüngste Zeit der Kreide.

Korsika ist die Fortsetzung der ungefalteten Zone des Vorlandes, die Außenfalten müssen unter dem Meeresspiegel gesucht werden. Die Ostküste ist ein neues tektonisches Element, durch einen Bruch von der ungefalteten Zone getrennt, und besteht aus Trias und Infralias.

Die Außenfaltenzone Sardiniens ist dem Juragebirge geologisch homolog und ein Appendix des Alpenbogens, von dem sie sich in der Provence ablöst. Die ungefaltete Zone Sardiniens entspricht der Schweizer Hochebene, und dieser die bayrische Hochebene, so daß die Vulkanzentren des Hegau und von Nördlingen dem Eruptionsgebiet von Macomer entsprechen. Die östliche Zone von Korsika verhält sich zum Apennin, wie der Schweizer Jura zu den Alpen.

Der Anschluß der Appendix-Zone, der östlichen Zone Korsikas, an den Apennin verläuft entlang der 200 und 500 Faden-Tiefenlinien im ligurischen Meer, macht die Umbiegung der Rivieraküste mit und ist in der Zone zwischen Albengo und San Remo zu suchen, wo die kristallinen

g*

Seealpen unter der Flyschdecke das Meer erreichen müssen. Aus dem flachen Abfall der Küstentiefe im Süden Sardiniens schließt Verf., daß die Außenfaltenzone nach Süden den Faltencharakter einbüßt und sich submarin verliert.

Welter.

T. Barron: Lower Miocene Beds between Cairo and Suez. (Geol. Mag. Dez. 1904.)

—: Age of the Petrified Forest etc. between Cairo and Suez. (Ibid. Febr. 1905.)

—: The Topography and Geology of the district between Cairo and Suez. (Survey Depart. Cairo. National printing dep. 1907. 1—133. Mit 1 top. u. 1 geol. Karte im Maßstab 1:250 000, 5 Photogr. u. 9 Profilen.)

Die Gegend zwischen Kairo und Suez, d. h. der Nordrand der östlichen oder Arabischen Wüste Ägyptens gehört in geologischer Beziehung zu den interessantesten und doch wenigst bekannten Teilen ganz Ägyptens. Eine genaue geologische Aufnahme gerade dieser Gegend erschien zum vollen Verständnis der Geologie Ägyptens, insbesondere des Tertiärs, unbedingt erforderlich. Schon im Winter 1896/97 wurde LEIGH SMITH von der Geological Survey of Egypt mit einer ersten Aufnahme des Gebiets betraut, die aber wenig zufriedenstellend ausfiel und eine gründliche Revision erheischte. Letztere wurde 1901/02 von BARRON ausgeführt. Die vorliegende geologische Beschreibung ist das letzte verdienstliche Werk dieses fleißigen, leider 1906 im Sudan verstorbenen englischen Geologen. Die von BARRON angegebenen Zahlen der Schichtenmächtigkeiten scheinen meistens einer gewissen Reduktion bedürftig. Die gesammelten und im Buche aufgeführten Fossilien wurden zur Bestimmung an Dr. BLANCKENHORN nach Berlin geschickt, der früher selbst auch einige Streiftouren am Rande des Gebiets unternommen hatte.

Als älteste Formation erscheint obere Kreide im Gebel Schebrawet und Atāqa. Der erstgenannte, schon früher vom Ref. beschriebene, eigentümliche Berg an der Nordostecke des Gebiets nahe der Eisenbahnstation Fajid, erscheint als ein Teil eines eingebrochenen runden Kuppelgewölbes mit steiler, z. T. überkippter Lagerung der Schichten und besteht aus einem 391 m mächtigen Komplex von Kalken und Mergeln mit typischen Austern und Seeigeln des Cenoman, im obersten Teil vielleicht dem Turon angehörend. Die Auffaltung des G. Schebrawet muß vor Beginn des Eocäns erfolgt sein. Der 6—900 m hohe Tafelberg Atāqa westlich Suez zeigt an seinem Ostabhang unten horizontale Kreideschichten, und zwar 75—155 m Cenoman mit *Hemiaster cubicus* und den üblichen Austern und ca. 380 m Turon(?) und Senon, oben von 155 m Eocän bedeckt.

Das Eocän setzt gewöhnlich die höheren Teile des Gebiets zusammen, im S. das Hochplateau der Wüste, das in einer W.—O.-Linie vom Nordfuß des Mokattam zum G. Atāqa abfällt, nördlich davon 4 langgestreckte isolierte klippenartige Horste, deren wichtigste der Gebel el-Angobia,

Auwäbet und Geneffe sind. In der Abteilung der unteren Mokattamstufe, der dem Mitteleocän oder Parisien Europas entspricht, zeigen sich nur die oberen Lagen reicher an Fossilien: winzigen Seeigeln (*Thagastea*, *Sismondia*), Korallen (*Goniaraea*, *Dendracis* etc.), Foraminiferen (*Dictyoconos* 2 sp., *Fabularia*, *Orbitoides*, Milioliden).

Was die obere Mokattamstufe betrifft, die Ref. jetzt in Übereinstimmung mit P. OPPENHEIM mehr als Äquivalent des Obereocän oder Bartonien auffaßt, so zeigt sich von W. nach O. ein bedeutender Wechsel. Die am Mokattam bei Kairo auftretende jüngste Deckschicht (in BLANCKENHORN'S System, Schicht No. 8), 4—6 m harte Kalke mit *Echinolampas Crameri*, die im Fajum auf der westlichen Nilseite nur $\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{2}$ m stark ist oder lokal ganz verschwindet, erreicht schon am 'Ain Mūsa eine Dicke von 14 m und hier liegt oberhalb der Schlucht darüber noch eine Folge von ca. 18 m Kalken, in Steinbrüchen zu Mühlsteinen gebrochen. Diese am Niltal noch nicht existierenden, überhaupt aus Ägypten sonst nicht bekannten Lagen über dem 'Ain Mūsa Bed, die nach ihrer Fossilführung (*Carolia*, *Ostrea Clot Beyi* etc.) unbedingt noch zur oberen Mokattamstufe gerechnet werden müssen, entwickeln sich weiter östlich immer stärker bis zu 70 m und herrschen schließlich allein vor, indem sie unter Ausschaltung der tieferen Hälfte der oberen Mokattamstufe die untere Mokattamstufe direkt überlagern. So kommt einerseits eine Unterbrechung der Sedimentation zur Zeit der unteren Hälfte der oberen Mokattamstufe, andererseits eine Verlängerung des Absatzes der oberen Mokattamstufe in diesem östlichen Gebiete, eine diskordante übergreifende Lagerung, die nach O. an Schärfe zunimmt, zum Ausdruck. Die Gegend östlich von Kairo lag erst später und dann viel länger unter Meeresbedeckung als das übrige Ägypten, das gegen Ende der (obereocänen) oberen Mokattamstufe zur Zeit des Absatzes jener 70 m wieder Festland war und besonders in der Libyschen Wüste einer Oberflächendenudation unterlag. Damit steht in Einklang, daß, wie Verf. aus BEADNELL'S Angaben im Fajum nachweist, das fluviatile sogen. Obereocän BEADNELL'S [nach MAYER-EYMAR'S alter und des Ref. jetziger Auffassung besser Unteroligocän oder Ligurien], welches durch reiche Säugetiere (*Palaeomastodon* etc.) und Reptilienführung berühmt geworden ist, dort schwach diskordant auf dem eigentlichen, noch marinen Eocän aufliegt. Diese zweite Diskordanz und transgredierende Auflagerung des Oligocäns gilt in erhöhtem Maße für die Gegend östlich von Kairo.

Das Oligocän ist hier entwickelt in Form eines durchgehenden Lagers von Kiesen, Grus, Sandstein von 5—50 m Dicke, abgesetzt während einer Kontinentalperiode [nach dem Ref. als Deltaschutt des Urnil]. Ihm gehören die sogen. versteinerten Wälder an. Die stets rinden-, ast- und wurzellosen Hölzer sind nicht in situ gewachsen, sondern weither von Flußwasser (Urnil) transportiert und eine Zeitlang im Sande eingebettet gewesen. Ihre nachträgliche Verkieselung hängt zusammen mit Kieselthermen, deren teilweises, aber nicht ausschließlich geisirartiges Emportreten sich eng an die Eruption des spätoligocänen Basalts anschließt und auch ähnliche Erscheinungen hervorrief, nämlich einerseits Kuppen aus

Quarzit oder Chalcedonsandstein mit rundem, in die Erde dringendem Stiel oder Schlot, anderseits feine Adern aus Chalcedon oder dicke Gänge von Quarzit. Im Gebel Gafeisad befindet sich inmitten einer kegelförmigen Basaltkuppe ein breiter Pfropfen von Kieselsandstein als Rest des Geisirs und zahlreiche radial ausstrahlende Kieselspalten. Hier war die Öffnung des Vulkans nach Aufhören des Lavaergusses von den Thermalquellen zum Austritt benutzt. Eine andere Stelle am rechten Ufer des Wadi Gjaffara zeigt einen senkrechten Gang von Kieselsandstein im Basalt. All das spricht [nach Ansicht des Ref.] mehr für juvenilen halbvulkanischen Ursprung der Thermen, nicht aber für Verkieselungsvorgänge im Sinne PASSARGE'S.

Der Basalt trat gegen Ende des Oligocäns auf festem Lande hervor, da mit einer Ausnahme Schlacken- und Tuffbildungen fehlen, und bildete teils Kuppen, teils Lavadecken, teils Intrusivlager zwischen zwei metamorphosierten Eocänkalkschichten. Erst nach dem Erlöschen der Vulkan-tätigkeit traten, wahrscheinlich gleichzeitig mit faltenden Bewegungen der Erdkruste, die Thermalquellen vielerorts hervor und bildeten die Chalcedon-sandsteine durch Einkieselung der vorhandenen Sande und Kiese. An wenigen Stellen erschienen sie in Form von Geisern, so besonders am Gebel el-Ahmar, „RENNEBAUM'S Vulkan“ über dem Mokattam, G. Kreibun, G. Amune.

In der marinen Miocänformation unterscheidet Verf. zwei Haupt-abteilungen, ein Untermiocän und ein Mittelmiocän; die aber nichts mit den von FOURTAU-DEPÉRET am G. Geneffe unterschiedenen Stufen des Burdigalien und Helvetien zu tun haben, da deren Leitfossilien, gewisse *Pecten*-Arten, wie Ref. gezeigt hat, einerseits z. T. irrig bestimmt sind, anderseits miteinander im selben Komplex zusammen vorkommen. Viel-mehr nimmt des Verf.'s Gliederung ihren Ausgang von der vom Ref. bei Moghara im N. der Libyschen Wüste durchgeführten. Wie dort, besteht hier das Untermiocän aus (20—45 m) Sandkalken und ockergelbem Kalk-sandstein mit *Cardita pinnula*, *Tapes Basteroti*, *Lucina columbella*, *Corbula revoluta*, *Tellina planata*, *Calyptraea chinensis*. In der Richtung von W. nach O. nimmt Verf. eine Transgression des Miocänmeeres und zunehmende Diskordanz auf dem mehr und mehr darunter denudierten Basalt und Oligocän an. Ganz im O. am G. Geneffe ist das Untermiocän auf 2—20 m fossilereen Gipston beschränkt, der auf relativ größere Meerestiefe verweisen soll.

Das konkordant folgende Mittelmiocän oder Helvetien ist ein bis über 100 m mächtiger Wechsel von gelben und weißen Kalkbänken und Sandkalken mit den verschiedenartigsten Fossilien: *Ostrea Virleti*, *digitalina* und *gingensis*, *Gryphaea mediterranea*, 11 *Pecten*-Arten (*P. sub-malvinou*, *crystalocostatus*, *crystalatus*, *Geneffensis*, *concauus*, *Josslingi*, *Schweinfurthi*, *burdigalensis*, *Blanckenhorni*, *Ziziniæ* und *Kochi*), von denen nur der letztgenannte *Kochi* auch im Untermiocän des Verf.'s vorkommt, zahl-reichen Seeigeln der Gattungen *Clypeaster*, *Scutella*, *Echinolampas*, *Plio-lampas* etc., Bryozoen, Korallen und Foraminiferen (Heterosteginen).

Bemerkenswert ist der Nachweis, daß das Miocän sich ursprünglich nicht am Fuße der vorher durch Verwerfungen isolierten Horste des Eocängebirges angelagert hat, sondern ebenso auch auf den Plateaus (z. B. dem Fuchsberge im W. der Station Geneffe) erscheint, wo es nicht nachträglicher Denudation zum Opfer gefallen ist, daß also die wichtigen großen Verwerfungen alle postmiocänen Alters sind. So fallen auch diese hier vermutlich der gleichen unruhigen Unterpliocänperiode zu, in welcher der Niltalgraben einbrach und dem Meer der *Ostrea cucullata* und des *Clypeaster aegyptiacus* das Eindringen ermöglichte.

Von zweifelhaften marinen Pliocänresten fand Verf. nur an Station 12 der alten Suezpoststraße diskordant über dortigem marinen Mittelmiocän eine Ablagerung von Konglomerat und salzführendem Ton mit einer Kalksteinbank, in der neben (angeblich eingeschwemmten) Miocänversteinerungen *Maetra subtruncata* auftritt, nach BLANCKENHORN eine der häufigsten und charakteristischsten Formen des Niltalpliocäns. Er bringt dies in Zusammenhang mit dem von SCHWEINFURTH am Ostfuße des Atāqa verzeichneten Pliocän mit *Ostrea cucullata* in Gesellschaft von Miocängeröll.

Pleistocäne Sedimente erscheinen als Konglomerate, geröllführende Sande und Tone, namentlich in großer Mächtigkeit bis zu 50 m in der Umgebung des Isthmus und rühren aus der Zeit der Bedeckung des letzteren her.

Das heutige Bodenrelief ist im einzelnen bedingt durch 3 Agentien, die Gebirgsbewegungen der Vergangenheit, die Wassererosion und die Tätigkeit des Windes. Die Dünenzüge haben wie in der Libyschen Wüste im N. und W. des Fajum allgemein die Richtung NNW.—SSO. mit sanftem und breiterem Abhang auf der WSW.—SSW.-Seite und steilem auf der entgegengesetzten. Die ausgehobelten Furchen im anstehenden Fels haben stets die Richtung SW.—NO. Bei der Anlage der Dünen spielen hier, wie auch in der Libyschen Wüste, die herrschenden feuchten NNW.-Winde gar keine Rolle oder höchstens als Sortierer des Sandes und Ausgleicher der Richtung der Dünenkämme. Den Sand bringen allein die trockenen S.- und SW.-Winde bzw. Sandstürme, welche auch allein das feste Gebirge zu korrodieren vermögen.

M. Blanckenhorn.

J. C. Branner: Geology of the northeast coast of Brazil. (Bull. of the geol. soc. of America. 13. 41—98. Tab. 4—15.)

In dem untersuchten Gebiet wurden vom Verf. mesozoische Ablagerungen entlang der Küste in wechselnder Breite kartiert, die auf kristallinem Untergrunde ruhend mit Kreidekalken beginnen und *Sphenodiscus* sp., *Zanthopsis cretacea* RATHBURN n. sp. geliefert haben. Darüber liegen bis 70 m mächtige kalkige Sandsteine, die bei Ponta de Pedras eine den „Maria Tarinha beds“ gleichartige Fauna des Mitteleocäns geliefert haben. Der kristalline Untergrund besteht aus Granit, Gneis, kristallinen Schiefern und läßt zahlreiche Verwerfungen und Spuren früherer Gebirgsbildung

erkennen. Die mesozoischen Schichten fallen schwach nach Osten ein. Für das Kristallin wurde von WILLIAMSON ein laurentisches Alter angenommen. Aus dem Innern des Landes liegen Berichte über pliocäne Säuger vor. Bei Independencia wurden dunkle Diabasgänge beobachtet, bei Pedres Pretas ein Trachyt und auf der Insel Santa Aleixo ein Rhyolith. An der Küste lassen sich Hebungen und Senkungen jüngster Zeit von verschiedenem Ausmaße (12 m an der Küste von Parahyba do Norte) konstatieren.

Welter.

A. Hamilton: Notes on a Small Collection of Fossils from Wharekuri, on the Waitaki River, North Otago. (Trans. and Proc. New Zealand Institute. 36. (1903.) 465—467. 2 Taf. 1904.)

Verf. hat zusammen mit PARK die Lokalität bei Wharekuri (nördlich von Kurow im Waitaki-Tal auf der Südinsel von Neuseeland) aufgesucht, wo MCKAY die Reste des später von HECTOR beschriebenen Waltiers *Kekenodon onomata* aufgefunden hat. Der Waitaki-Fluß hat hier die Oberfläche eines dunklen, tonigen Sandsteins von den überlagernden Terrassenschottern freigefegt, in dem Verf. zwar keine *Kekenodon*-Reste, wohl aber eine schöne, große *Aturia*-Schale sammeln konnte, die auf zwei Tafeln abgebildet wird. Ferner fanden sich *Pleurotomaria*, *Pecten*, *Harpactocarcinus?* und weiter stromabwärts *Dentalium giganteum*, *Natica*, *Turritella*, *Limopsis*, *Lima* u. a.

Der Notiz sind drei Profile beigegeben.

Otto Wilckens.

P. Marshall: Boulders in Triassic Conglomerate, Nelson. (Trans. and Proc. New Zealand Institute. 36. (1903.) 467—471. 1904.)

Verf. hat die Gerölle von Eruptivgesteinen untersucht, die in den Konglomeraten an der Basis der Trias bei Nelson (Neuseeland) vorkommen. [Das Material wurde von J. PARK gesammelt, vergl. dies. Jahrb. 1905. II. - 418-.] Es finden sich darunter folgende Typen: Grob- und feinkörniger Biotitgranit von grauer, weißer und blaßrötlicher Farbe, Diorit, Porphyrit, Uralitporphyrit, quarzfreier Porphyr. Meist sind viel Zersetzungsprodukte in den Gesteinen.

Hervorzuheben ist, daß in der Gegend von Nelson in situ keine Gesteine vorkommen, die denen gleichen, aus denen die Gerölle bestehen. Die vorliegende Untersuchung ist aber jedenfalls geeignet, bei der Altersbestimmung der Eruptiva auf der Südinsel von Neuseeland wertvolle Fingerzeige zu geben.

Otto Wilckens.

Stratigraphie.

Triasformation.

F. Mühlberg: Einige Ergebnisse der staatlichen Kontrollbohrung auf Steinsalz bei Koblenz im Jahre 1903. (Eclogae geol. Helvetiae. 9. 58—60. 1906.)

Etwa 400 m südlich der Station Koblenz (Schweiz) wurde eine Bohrung niedergebracht, die den Muschelkalk vom Hauptmuschelkalk bis zum Wellenmergel durchteufte und in der Anhydritgruppe Steinsalz antraf. Das Bohrloch erreichte eine Tiefe von 150 m. Von 133,85—134,30, über einer Steinsalzmasse von 7,82 m Mächtigkeit, war eine Lücke, die auf natürliche Auslaugung der oberen Partien des Salzlagers zurückzuführen ist. Die Decke darüber bestand aus brecciösem Gestein, das seine Beschaffenheit dem durch die Auslaugung herbeigeführten Einsturz verdankt.

Otto Wilckens.

M. Piroutet: Note sommaire sur le Trias de la Nouvelle Calédonie. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) 8. 1908. 324—329.)

In der Hauptkette und an der Ostküste ist die Trias nur durch pelagische Ablagerungen der norischen Stufe (Schiefer mit *Pseudomonotis Richmondiana*) vertreten. An der Westküste dagegen ist die Trias in litoraler Fazies entwickelt und gestattet eine Gliederung in drei Hauptabteilungen.

Die untere Abteilung ist mindestens 1000 m mächtig, besteht aus Basiskonglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern, denen eine gegen 300 m mächtige Serie trachytischer Tuffe und Breccien eingeschaltet ist. Kalke sind in dieser ganzen Abteilung nur sehr spärlich verbreitet. Von Fossilien ist nur ein *Orthoceras*-Fragment bekannt. Wahrscheinlich entspricht diese Abteilung dem Perm und der unteren Trias.

Die mittlere Abteilung besteht aus Tonen, Grauwacken, andesitischen Tuffen und Breccien und enthält eine reiche Fauna, die sich auf folgende sieben Schichtgruppen verteilt (von unten nach oben):

1. Schichten mit *Halobia Zitteli* LINDSTR. und *H. Mojsisovicsi* GEMM.
2. Schichten mit *Mytilus problematicus* ZITT. Diese beiden Schichtgruppen enthalten eine Mischfauna von karnischen und ladinischen Elementen.
3. Schichten mit *Halobia austriaca* MOJS. und *H. superba* MOJS. und einer sehr reichen Brachiopodenfauna. Die Mehrzahl derselben sind karnische Typen. Das Hineinragen älterer Elemente, die zumeist den Muschelkalk charakterisieren, ist nicht auffällig, da es auch in der alpinen und indischen Trias mehrfach beobachtet worden ist. Fremdartig mutet dagegen die Beimischung norischer Elemente wie *Halorella* oder *Rhynchonella juvavica* BITT. an.

4. und 5. Schichten mit plumpen *Spirigera*- und *Spiriferina*-Formen.

6. Schichten mit großen Spirigeren aus der Gruppe der *Spirigera Wreyi* ZITT. Aus diesem Niveau stammt der von E. v. MOJSISOVICs beschriebene *Stenarcestes*. Außerdem wurden von dem Verf. auf der Halbinsel Mara einige Ammoniten gefunden, zumeist Arcesten aus den Gruppen der *intuslabiati*, *sublabiati*, *coloni* und *bicarinati*, ferner eine neue Art von *Stenarcestes* und (sehr häufig) *Phylloceras neojureense* QUENST.

7. Schichten von Teremba mit *Halobia austriaca* MOJS., cf. *Suessi* MOJS., cf. *comata* BITTN.

Die Schichten 3—5 werden der karnischen Stufe zugewiesen. 6 enthält karnische und norische Elemente gemischt, aber die Lamellibranchiaten von 7 sind wieder durchaus karnische Typen.

Die obere Abteilung von zweifellos norischem Alter beginnt mit Schiefen, Tuffen und Breccien mit *Halobia* cf. *rarestriata* MOJS. Darüber folgen in einer Mächtigkeit von 1500 m Tonschiefer, Kalksandsteine und Tuffe mit *Pseudomonotis Richmondiana* ZITT., über denen noch in der Mächtigkeit einiger hundert Meter weitere Tonschiefer, Grauwacken und Tuffe mit unbestimmbaren Bivalven liegen.

Den Schichten mit *Mytilus problematicus* entspricht eine starke Transgression, eine noch erheblichere jenen mit *Pseudomonotis Richmondiana*, die vielfach auf ältere Bildungen übergreifen. Dagegen fällt die Ablagerung der Schichten 3—5 der mittleren Abteilung mit einer Regression des Meeres zusammen.

Die paläontologische Beschreibung der gesammelten Fossilien bleibt abzuwarten, ehe ein abschließendes Urteil über das Alter der einzelnen Schichtgruppen möglich ist. Jedenfalls bezeichnen die Untersuchungen des Verf. einen sehr wesentlichen Fortschritt in unserer Kenntnis eines der interessantesten Gebiete der Pacifischen Triasprovinz. **C. Diener.**

Tertiärformation.

G. F. Dollfus: Découverte à Darvault (Seine et Marne) d'un calcaire lacustre inséré dans la partie moyenne des Sables de Fontainebleau. (Bull. Soc. geol. de France. Compt. rend. Séances. 16 Nov. 1908.)

Mitten in der großen Masse der Sande von Fontainebleau findet sich 3 km östlich von Nemours Süßwasserkalk mit der Fauna von Étampes, darunter Sande mit der Fauna von Morigny und Pierrefitte, darüber weißer Sand ohne Fossilien, aber mit Quarzitlagen, die für Pflastersteine gewonnen werden. **von Koenen.**

Em. de Munck: Découverte d'Éolithes sous le sable tertiaire (Om) de Rocourt lez-Liège. (Bull. Soc. belge de Géol. 22. Procès verbal Séance. 18 Nov. 1908. 350.)

In Sandgruben zwischen Lüttich und Tongern, 112—132 m über der Maas folgen unter Ziegelton (1—1,3 m) Lehm: 2—3 m, Gerölle von Quarzkieselschiefer etc.: 0,3 m, feiner, weißer, gelblicher oder rötlicher, glimmerhaltiger Sand: 12 m, eine Feuerstein-Bank: 3 m, welche oben durch atmosphärische Einflüsse gespalten und geplatzt wäre und in den Spalten Eolithe enthielte. Diese wären allerdings weit seltener als die häufigen „Pseudoeolithen“.

von Koenen.

Joseph Vogt et Mathieu Mieg: Note sur la découverte des sels de potassium en Haute-Alsace. (Bull. Soc. indust. de Muthouse, Sept.—Okt. 1908.)

Ein tiefes Bohrloch 3500 m südlich von Wittelsheim hat angetroffen unter:

1. Dammerde 0,5 m.
2. Kies und Sand-Diluvium 38,5 m (bis 39 m).
3. Mergel mit Fischschuppen und Kalksandstein mit mittel-oligocänen Pflanzenresten 319 m (bis 358 m).
4. Erstes Salzlager mit Anhydrit, kristallin. Dolomit, Sylvinit und einer Salztonschicht 154 m (bis 512 m).
5. Harter schiefriger Mergel 108 m (bis 620 m).
6. Zweites Salzlager, Salztone mit zahlreichen Lagen von Salzen und Anhydrit, von 0,5—13 m dick, 327 m (bis 947 m).
7. Grünlich-graue, schiefrige Mergel mit harten Lagen und Koniferen-Resten bei 900 und 1092 m Tiefe, 172 m (bis 1119 m).

Der Mergel und Kalksandstein (3.) gehört dem Mittel-Oligocän an, alles Folgende wird zum Unter-Oligocän gestellt. Mit zahlreichen Bohrlöchern ist die Salzzone in Tiefen von 200—800 m in einer Durchschnittsmächtigkeit von 200—300 m in einer Ausdehnung von ca. 200 qkm nachgewiesen worden. Sie enthält zwei Sylvinitlager mit 30—35 % KCl, ein oberes, bis zu 1,5 m dick, und 19—20 m tiefer ein unteres, 3—5 m dickes, aber etwas weniger hochhaltiges. Chlormagnesium-haltige Salze fehlen. Etwa 30 m tiefer liegt regelmäßig eine Schicht von schiefrigem Mergel, welcher an der Luft leicht zerfällt.

Eine Übersichtstabelle der Bohrlöcher und eine Karte erläutern die Lagerung in Sattel und Mulde. Mit dem Abteufen eines Schachtes, zunächst mit Gefrierverfahren, ist begonnen.

von Koenen.

T. Boussac: Sur la distribution des niveaux et des facies du Mésonummulitique dans les Alpes. (Compt. rend. S. Acc. Sc. Paris. 30. Nov. 1908. 1—3 u. Karte.)

An eine von ihm entworfene schematische Übersichtsskizze über die Verbreitung des Lutétien, Anversien und Priabonien in den Alpen knüpft Verf. Betrachtungen, die zu folgenden Schlüssen führen: Die Nummulitenschichten des Lutétien sind auf die Mitte der alpinen Geosynklinale beschränkt, die Absätze des Anversien und Priabonien jedoch verbreitern sich gegen die Ränder derselben. Die Transgression erfolgte von der Mitte gegen die Ränder der Geosynklinale.

Betreffs der transversalen Verbreitung der Fazies betont Verf., daß eine und dieselbe Schichte an verschiedenen Punkten der Geosynklinale verschiedenalterig sein könne und daß der stratigraphische Zusammenhang dort noch kein Beweis der Gleichalterigkeit sei.

Im ganzen und großen falle das Verbreitungsgebiet des Lutétien mit einer wirklichen axialen Senkung der alpinen Geosynklinale während des Eocäns zusammen, wie auch mit der Sedimentärzone, auf deren Kosten die großen Decken des Embrunais von Ubaye, sowie die großen helvetischen Decken entstanden. Doch kommen auch Ausnahmen vor, indem die Sedimentärzonen stellenweise auch schräg zu den tektonischen Zonen verlaufen.

R. J. Schubert.

Quartärformation.

J. Korn: Über Oser bei Schönlanke. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 29. 1908. 532—538.)

Vier parallele, N.—S. laufende Oser, von denen jeder westliche Zug weiter nach Süden reicht als der östliche Nachbar. Die Endmoränen verlaufen dort ostwestlich. Die beiden östlichen brechen mit ihrem Südende an einer glazialen Schmelzwasserrinne ab. Der dritte (Theerofener) Zug wird mit dem westlichsten durch einen breiten Wallberg verbunden, sein Osstrom war demnach ein Nebenstrom des westlichsten, 9 km langen (Gornitzer). Während die drei ersten nur Aufschüttungsformen sind, bildet der westlichste (mit Anteil einer horizontalen Geschiebemergelbank, die von unterem Sand unterteuft wird) ein erodiertes Stück der Hochfläche, „Erosionsos“. Ein starker Osstrom ist demnach imstande, Stücke der Grundlage des bereits aufgeschütteten Os herauszuschneiden.

E. Geinitz.

H. Spethmann: Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. (Mitteil. geogr. Ges. Lübeck. 22. 1908. 17 p. 1 Taf.)

Durch die Porta westfalica hat sich die „Portazunge“ geschoben und typische Endmoränenlandschaft auf 34 qkm hinterlassen (Schottermoräne nordischer und heimischer Herkunft): südöstlich finden sich zwei weitere kleinere Zungen bei Kleinbremen und Steinbergen. Die Portazunge hatte den „Rintelner Stausee“ verursacht, dessen Terrassen einen Stand von ca. + 100 m ergeben: sein Abfluß erfolgte in den Unterlauf der Kalle und weiterhin durch das Werre-Elzetal zur Ems. Erst nach Wegschmelzen des Eises schlug die Weser aus dem Vlothoer Durchbruchstal ihren Weg zur Porta ein (die bereits dem vorquartären Relief angehörte). Auch bei Hameln finden sich größere Endmoränenteile.

35 km nördlich dieser Stillstandsphase tritt in dem „Schneererener Bogen“ eine weitere Endmoräne auf, mit je einer Vor- (am Steinhuder Meer) und Hinterstaffel. Er reicht über die Weser und über die Leine hinaus, besteht wesentlich aus nordischen Geröllen, z. T. mit Buntsandstein.

E. Geinitz.

J. Martin: Beitrag zur Frage der säkularen Senkung der Nordseeküste. (Jahrb. f. Altertumsk., Oldenburg. 17. 1908. 298 — 322.)

Verf. erörtert ausführlich die Gründe, welche SCHÜTTE zur Annahme neuzeitlicher Senkung der Nordseeküste geführt haben (s. dies. Jahrb. 1908. II. - 99 -), hält sie aber nicht für ausreichend. Auch die verschiedenen Pegelbeobachtungen geben ihm keinen Nachweis für die Annahme, ebensowenig die Beobachtungen der Tiefenlage der Wurtsohlen und prähistorische Funde. Eine neuzeitliche säkulare Senkung hält er für ausgeschlossen, weil eine allgemeine Aufschlickung der Marschen seit ihrer Besiedelung nicht stattgefunden hat.

E. Geinitz.

O. v. Linstow: Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 29. 1908. 122—144.)

Der Löß, und auch der Geschiebemergel, ist oberflächlich zur Schwarzerde humifiziert; dabei findet sich merkwürdigerweise in der entkalkten, verschieden mächtigen oberen Partie häufig neue Zufuhr von Kalk. Beide Arten sekundärer Veränderung werden auf Wirkung der Pflanzendecke zurückgeführt (viele Gewächse sind in stande, aus kalkarmem Boden relativ bedeutenden Kalkgehalt auszuziehen und aufzuspeichern).

Wie hier der Geschiebemergel einheitlicher Entstehung ist, so auch der sich unmittelbar anschließende Löß. Seine Bildung vollzog sich unmittelbar oder fast unmittelbar nach Abschmelzen des letzten Inlandeises.

E. Geinitz.

O. v. Linstow: Über Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 29, 1908, 327—336.)

Auf Miocän lagernde einheimische Gerölle sind teilweise von gemengtem Kies bedeckt, der als verwaschene Grundmoräne der letzten Vereisung angesehen wird. Nach Analogie mit benachbarten Aufschlüssen, wo diese einheimische Kiese von Glazial über- und unterlagert sind, werden jene Kiese als wahrscheinlich interglazial angesprochen. Die Verfolgung des betreffenden Stromes ist zurzeit untunlich. **E. Geinitz.**

R. Vasovic: Die Eiszeitspuren in Serbien. Belgrad 1908. 48 p.

Verf. ist zu dem Schluß gekommen, daß der größere Teil Serbiens sich unter diluvialen Gletschern befunden hat. Speziell werden die Erscheinungen am Kopaonik- und Jastrebac-Gebirge erörtert. Er fand im ersteren charakteristische Moränenlandschaft, Endmoränen in zwei konzentrischen Staffeln (mit bedeutendem Blockreichtum, teilweiser Steinpackung, die auch technisch ausgebeutet wird). Die Steine zeigen keine Rollung, sondern sind scharfkantig, z. T. von sehr beträchtlichen Dimensionen; auf den erratischen Blöcken der Endmoräne (nicht auf anstehendem Gestein) finden sich Rundhöcker und Gletscherschliffe.

An die Außenseiten der Endmoränen schließen sich fluvioglaziale Schotter. Zungenbecken, Grundmoräne (mit großen Rundsteinen von Granit und Quarzit), Ásar, Drumlins sind weitere Merkmale der einstigen Vergletscherung, die von dem Hochplateau aus vier größere Talgletscher lieferte. Eine (bisher als tertiär angesehene) lignitführende Mergelserie und eine andere mit marinen Muschelresten wird als interglazial betrachtet.

Der Jastrebacgletscher hat ebenfalls Moränen hinterlassen, gerundete, geglättete erratische Blöcke, fluvioglaziales Material. Das Glazial zeigt aber nur Grundmoränen, so daß wohl der ganze Gebirgskamm unter Eis gelegen hat.

Kare fehlen, Riesentöpfe sind vorhanden, die Seen spielen nur eine unbedeutende Rolle, Verlegung der Flußläufe (durch Eis- oder Moränenbarren) aus ihren alten Betten ist mehrfach konstatiert. Die Schneegrenze lag (entgegen der Annahme anderer Geologen) beträchtlich tief, im südlichen Jastrebac in 600 m.

Im Anhang werden andere Orte genannt mit Glazialerscheinungen, „überall in unmittelbarer Nähe Serbiens sind Gletscherspuren zu erkennen“.

E. Geinitz.

G. E. H. Barrett-Hamilton: Traces of post glacial action in the Orange River Colony, South Africa. (Nature. 8. Jan. 1903. 223.)

Auf einem Koppje bei Brit Koppje, 3 Meilen westlich von Vredefort Road Station, 50 Meilen nördlich von Kroonstad, Orange River Colony, kann man beobachten, daß die Gesteine sehr deutlich geglättet und gerundet sind. Die Erscheinung kann kaum einem anderen Agens als Eiswirkung zugeschrieben werden. Das Aussehen der Felsen erinnert sehr an das des vom Eise bearbeiteten Gesteins von Prieska in der Kapkolonie.

Otto Wilckens.

W. Volz: Über das geologische Alter des *Pithecanthropus erectus*. (Globus. 92. No. 22. 1907.)

Im wesentlichen eine Zusammenfassung der im Festband niedergelegten Beobachtungen (dies. Jahrb. Festband 1907. 256—271). Die Tuffe bilden einen einheitlichen Komplex, in dessen unteren Partien die Knochenreste gefunden wurden; der Komplex liegt diskordant auf altpliocänen Breccien, der Ackerboden ist sein Verwitterungsprodukt. Die Tuffe sind das Produkt des Doppelvulkans Lawu-Kukusan; sie sind als Schlammströme aufzufassen. Die Knochen sind nicht vom Solo zusammengeschwemmt, sondern durch die Eruptionen wurden Scharen von Tieren getötet und im bunten Gemisch mit den Mollusken und den andern Bewohnern der verschütteten Gewässer von dannen geführt, um dann mit dem zur Ruhe kommenden Schlamm abgesetzt zu werden. Immer neu mußte der Fluß sein Bett graben, solange der Vulkan in reger Tätigkeit blieb. Der Kukusan ist höchstens altdiluvial, der Lawu noch jünger. Das jetzige Flußbett des Solo ist nur 15 m tief in die weichen Tuffe eingeschnitten. Wenn auch die Knochen in den unteren Partien der Tuffe gefunden werden, so können sie doch kaum älter sein als mitteldiluvial.

E. Koken.

W. Branca: Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der Trinil-Expedition der Akademischen Jubiläums-Stiftung der Stadt Berlin. (Sitz.-Ber. k. Akad. d. Wiss. Berlin 1908. 12. 13 p.)

Die Darlegungen beruhen im wesentlichen auf den Aufzeichnungen von CARTHAUS, der im Juli 1907 an die Stelle des aus der Expedition ausscheidenden Dr. ELBERT trat.

Die Ausbeute an fossilen Knochen, 40 große Kisten füllend, ist noch nicht bearbeitet, dagegen sind die gesammelten Mollusken von Wichtigkeit geworden, da man der Altersfrage nun wiederum von einem anderen Standpunkt aus näher treten kann. Die Mollusken sind Herrn MARTIN übergeben, der einen besonderen Bericht veröffentlicht hat (vergl. das folgende Ref.), aber auch BRANCA ein Resumé zur Verfügung gestellt hat.

Die knochenführenden Schichten von Trinil werden nördlich von Trinil, bei Sondé, unterlagert von sehr jungen marinen Schichten, die wesentlich aus Kalken bestehen; und nördlich von Ngawi werden diese letzteren dann wiederum unterteuft von pliocänen und selbstmiocänen Schichten, die vorherrschend aus Sanden und Konglomeraten gebildet sind.

1. Die pliocänen Meeresschichten führen eine sehr reiche Fauna, die in einem Tonmergel liegt, welcher hauptsächlich aus vulkanischem Material besteht (250 Arten). Den Umstand, daß beide Klappen der Muscheln fast stets mehr oder weniger geschlossen sind, führt CARTHAUS darauf zurück, daß alle diese Tiere bei einem vulkanischen Ausbruch zugrunde gegangen seien. Auch eine Korallenbank, welche diese Molluskenschicht überlagert, wurde festgestellt. Ungefähr 50 % sind als noch lebende Arten nachgewiesen; wahrscheinlich ist der Prozentsatz noch höher, da die indische Fauna noch nicht vollständig bekannt ist.

2. Diese pliocänen, marinen Schichten von Sondé werden überlagert von einer Schichtenfolge, die wesentlich aus vulkanischem Material besteht.

a) Zu unterst eine Bank mit Melanien, Paludinen, Ampullarien etc.

b) Die „Konglomeratschichten“ (mehrere Meter), aus Stücken von Andesiten und Bimsstein bestehend. Aus der Mischung der porösen Bimssteine mit den schweren Andesiten folgert CARTHAUS, daß die Stücke nicht bei einem Ausbruch in klares Wasser gefallen sind, sondern daß es sich um einen Schlammuffstrom handelt. Einige wenige Knochen.*

c) Die Hauptknochenschicht, vielfach durch eine tonige Masse mit b verbunden, 0,40—1 m stark. Feinere Aschen und Lapilli, nur vereinzelt größere Andesitstücke. Zahllose Knochen, aber auch einige Mollusken wurden gesammelt. Die Bestimmung der letzteren (durch Fräulein ICKE) ergab das wichtige Resultat, daß alle 8 Arten noch leben, nur die eine Varietät ein wenig von dem rezenten Vertreter abweicht. Man wird nach diesem Befund die Schicht als Quartär anzusprechen haben.

Lokal liegt über der Hauptknochenschicht eine Tonschicht mit Pflanzen, die nicht ganz genau zu bestimmen sind, aber mit lebenden Arten der Gegend wohl ident sein dürften. Die Versuche, aus diesen Pflanzen auf ein kälteres Klima schließen zu wollen¹, sind nach Dr. VALETON unhaltbar, da die in Frage stehenden Pflanzen (*Derris elliptica*, *Mallotus moluccensis* u. a.) vom Meeresstrand bis zu 1500 m Meereshöhe vorkommen.

Dann folgt eine ca. 1 m mächtige vulkanische Tuffbildung, über dieser ein graues, sandsteinartiges Gestein mit Tonschmitzen, welche *Melania*, *Limnaeus*, *Unio* führen, und dann der von CARTHAUS sogen. Laharsandstein, aus vulkanischem Material (Lahar, der javanische Name für Schlammuffströme).

¹ Vergl. ELBERT, Über das Alter der Kendeng-Schichten mit *Pithecanthropus erectus*. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXV.

Nun kommen Bänke tonigen Sandsteins (wiederum aus vulkanischer Asche gebildet) mit ca. 2,50 m Mächtigkeit, mit zahlreichen Kalkkonkretionen, und den Abschluß bildet, 2 m mächtig, ein zäher, blauschwarzer Ton, wohl die alluviale Verwitterungs- und Humusschicht. Lokal schalten sich unter dem Ton noch Gerölle oder ein sogen. Tonsandstein ein.

Selten liegen die Knochen eines Tieres noch zusammen. BRANCA diskutiert die Schwierigkeiten, die sich aus dieser Tatsache für die Vorstellung von den Schlammuffströmen ergeben.

Es muß noch bemerkt werden, daß CARTHAUS das Vorkommen von Holzkohlenstückchen und eigentümlich geformten Knochensplintern auf menschliche Tätigkeit zurückführt. Diese würden also zusammen mit *Pithecanthropus* gelebt haben. Auch ist, neben einem Anthropomorphenzahn noch unbestimmter Gattung, ein Menschenzahn gefunden — letzterer allerdings am Ufer des Flusses, nach BRANCA aber sicher fossil. Mit Recht diskutiert BRANCA diese Angaben mit zurückhaltender Vorsicht. Verkohlte Hölzer in vulkanischem Gebiet können auf verschiedene Weise erklärt werden, ohne daß notwendig auf Feuerstätten von Menschen zurückgegriffen werden muß. Zwei stark verkohlte Knochenstücke sind in dieser Hinsicht verdächtiger, zu einem Beweis aber ebensowenig ausreichend als die zer Schlagenen Knochenfragmente.

E. Koken.

K. Martin: Das Alter der Schichten von Sondé und Trinil auf Java. (K. Akad. van Wetensch. te Amsterdam, Juni 1908.)

Wichtig ist zunächst die vollständige Liste der von Sondé bekannten Gastropoden, welche in erster Linie aus der VERBEEK'schen Aufsammlung stammen, aber durch spätere Aufsammlungen vermehrt sind. Die Liste enthält jetzt 126 bestimmte Arten, darunter 67 noch heute lebende, also reichlich 54%. Dieser Prozentsatz würde nach den in Europa geltenden Erfahrungen berechtigen, die Ablagerung in das Pliocän zu stellen, er ist aber auch für die Tropen nicht zu niedrig, zumal die Kenntnis der Meeresfauna noch nicht erschöpfend genannt werden kann. Zum Vergleich diskutiert MARTIN folgende Zahlen: Altmiocän von Rembang mit *Cycloclypeus*, enthält 15% rezente Arten; Jungmiocän der Preanger-Regentschaften 30%; Schichten von Sondé 54%; jüngstes Quartär von Celebes 88%. Demnach können die marinen Sedimente von Sondé nicht älter als pliocän sein; aber es muß unentschieden bleiben, ob sie dem älteren oder dem jüngeren Pliocän angehören.

Die von CARTHAUS gesammelten Gastropoden stammen zweifellos aus denselben Schichten wie das VERBEEK'sche Material.

Diese Tonmergel müssen nach ihrer Fauna in seichtem Wasser gebildet sein. *Planaxis* steigt z. B. noch weiter an den Küsten aufwärts als *Patella*, und die vielen Melanienschalen zeigen an, daß in der Nähe eine Flußmündung lag. Es kann sich wohl nur um den Solo handeln. Den Umstand, daß die Muschelschalen fast stets geschlossen vorkommen, führt MARTIN wohl mit Recht nicht auf einen vulkanischen Ausbruch,

sondern auf eine reichliche Zufuhr von Schlamm zurück. [Dieser Zustand der Muschelschalen charakterisiert außerordentlich viele Fundorte, an denen Zweischaler reichlich sind, und z. B. ebenso die Mergel von St. Cassian, wie die Schichten mit Megalodonten. Orthoconche Muscheln sterben oft im Grunde steckend ab und werden vom Schlamm zusammengehalten. Erst wenn sie ausgewaschen werden, entfaltet sich die Kraft des Ligaments. Ref.] Die überlagernden Schichten erklärt MARTIN für diluvial. Ihre terrestrische bezw. fluviatile Bildung reicht hier wohl in dieselbe Periode, während welcher im östlichen Java eine Hebung („negative Strandverschiebung“) in größerem Umfange nachweisbar ist.

Süßwassermelanien kommen auch in den pliocänen Schichten vor, aber von 9 Arten sind 5 ausgestorben, während alle Gastropoden der höheren Schichten noch leben. Demnach kann die Knochenschicht nur posttertiär sein.

Schließlich wird noch die Genesis der Knochenlagerstätte besprochen. Nach MARTIN hat der Strom, der die Schichten ablagerte, sich öfter verschoben, so daß die Knochen mehrmals ausgewaschen und dabei aus dem Zusammenhang gerissen wurden. Dadurch erklärt sich auch die Anreicherung an Skelettresten. Sie blieben fast an gleicher Stelle liegen, weil in großen Stromschlingen die transportierende Kraft der Gewässer eine sehr geringe ist; dementsprechend zeigen sie auch keine Merkmale weiten Transports, sondern sind an allen Ecken und Kanten gut erhalten.

MARTIN zitiert übrigens noch folgende, auf die Trinil-Frage bezüglichen Schriften, die mir nicht zugänglich sind.

OPPENOORTH, De Trinil-Expeditie. In: De Natuur. 28. Jaarg. 15. Mei 1908.

ELBERT, De nieuwste onderzoekingen over het *Pithecanthropus*-vraagstuk. In: Natuurkundig Tijdschr. v. Ned. Indië. Deel LXVII. p. 125 ff.

DUBOIS, Eenige van Nederlandschen kant verkregen uitkomsten met betrekking tot de Kennis der Kendeng-Fauna. In: Tijdsch. v. h. Kon. Nederl. Aardrijkskdg. Genootschap. (2.) Deel XXIV. 1907. p. 456.

VERBEEK, Molukken-Verslag. (Jaarboek v. h. Mijnezen in Ned. Oost-Indië. 37. Jaarg. 1908.)

Von diesen enthält die OPPENOORTH's noch Einzelheiten über die Fundstelle, aus denen z. B. hervorgeht, daß das Material innerhalb der Knochenschicht gesichtet ist, d. h. von unten nach oben feinkörniger wird. Das spricht natürlich gegen einen Schlammstrom. **E. Koken.**

E. Dubois: Das geologische Alter der Kendeng- oder Trinil-Fauna. (Tijdschr. van h. K. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. (2.) 25. 1908. 1235—1270. Mit 1 Taf.)

In dieser interessanten Schrift nimmt der Entdecker des *Pithecanthropus* Stellung zu den jüngst erschienenen neueren Mitteilungen über Trinil, insbesondere auch zu der Schrift von VOLZ, welche im Festband

dies. Jahrb. 1907 veröffentlicht wurde. Von ganz besonderem Werte sind die Mitteilungen über die gefundenen Säugetiere, die leider so lange Jahre unberücksichtigt geblieben sind, obwohl ohne sie die Frage nach dem Alter der Trinil-Fauna gar nicht zu beantworten ist.

Zunächst führt DUBOIS einige geologische Gründe für seine Ansicht und gegen die von VOLZ an. Er weist darauf hin, daß durch nichts bewiesen sei, daß die Pyroxenandesitvulkane nicht schon in der Pliocänzeit ihre Tätigkeit angefangen hätten, daß quartäre Schichten wohl vorhanden, aber immer flach gelagert sind, während die Kendeng-Schichten unter ihnen heraustauen und Neigungen bis zu 15° erhalten, infolgedessen sie auch in bedeutender Höhe (bis zu 400 m) noch auftreten. [Geneigte, jungdiluviale Schichten sind in Indien, in der Saltrange, mehrfach von mir festgestellt. Ref.]

Allgemein zeigen die Tuffe Schichtung und sind fluviatil, enthalten Süßwassermollusken, Fische, Krokodiliden und Schildkröten. Der Fluß hatte nach Beobachtungen über die Schichtung eine westöstliche Richtung und wohl mehrere Arme. Die Kendeng-Kette wurde aufgerichtet, während der Fluß sein Niveau behielt; so entstand das Durchbruchstal des Bengawan bei Ngawi.

Die Knochen liegen (gegen MARTIN'S Ansicht) auf primärer Lagerstätte; die Erhaltung zarter, vorstehender Teile wäre sonst nicht möglich gewesen. Bei vulkanischen Ausbrüchen umgekommene Tiere, oft ganze Rudel, wurden an stillen Stellen des Flusses zusammengetrieben; die oft mächtige tonige Unterlage der Knochenschichten deutet auf solche hin. Hier fielen die Kadaver z. T. durch Fäulnis auseinander, vor allem aber wurden sie von den Krokodilen zerrissen und ihre Knochen zerbrochen. Die nicht mit Fleisch bekleideten Hörner ließen die Reptilien meist unangerührt; abgeworfene Hörner, die auch gefunden sind, deuten an, daß diese ruhigen Flußstellen auch als Tränken benutzt wurden.

Die Vertebratenfauna ist einheitlich, die meisten Arten sind allen Fundorten gemeinsam, einige können geradezu als Leitfossilien angesehen werden. Hierzu gehören: *Cervus liriocerus*, *Bubalus palaeokerabau*, *Leptobos Groeneveldtii*, *Tetracerus Kroesenii*, *Rhinoceros sivasondaicus*, *Stegodon javanoganesa*, *Garialis bengawanicus*, *Crocodylus ossifragus*, *Hardella isocline* und noch einige andere. (Inwieweit diese Arten berechtigt sind, ist vorläufig unsicher. Einige Bemerkungen folgen noch.)

Zunächst kritisiert Verf. die Methode der Altersbestimmung der im Liegenden befindlichen Tone. Er betont, daß — nach MARTIN'S eigenen Darlegungen — in den Tropen die Bezeichnungen Eocän, Miocän, Pliocän nur relativ sind, ohne daß damit die Äquivalenz mit europäischen Tertiärablagerungen angedeutet werden soll. Die erste absolute Altersgrenze, die man im javanischen Tertiär kennt, ist die zwischen Eocän und Oligocän; die zweite könnte vielleicht gerade in diese Knochenschichten von Kendeng gelegt werden.

Nach DUBOIS ist es eine unverkennbare Tatsache, daß die Veränderung der Faunen im europäischen Tertiärmeer nicht auf einer Umprägung der

Arten, sondern auf einer Temperaturerniedrigung und auf Migrationen beruht, die in den tropischen Meeren nicht zur Geltung kommen. Gegen das Ende der Tertiärzeit müssen die Veränderungen in den Tropen unmerkbar langsam vor sich gegangen sein im Vergleich zu jenen, durch mächtige Klimaschwankungen hervorgerufenen in Europa. Demnach muß der Prozentsatz von 53 für die rezenten Arten des javanischen Pliocäns als auffallend niedrig gelten und die Wagschale neigt sich dahin, die Schichten von Sondé in das Miocän zu stellen.

Es folgen einige Bemerkungen zu den Mollusken der Trinil-Schichten. Eine wahrscheinlich neue Art, *Unio trinilensis*, wird abgebildet. Während man in den Flüssen überall Melanien findet, welche denen von Trinil gleichen, fehlt diese *Unio* überall. Da zu den von MARTIN genannten 8 Arten noch mindestens 5 andere kommen, und bei so niedrigen Zahlen 1 oder 2 ausgestorbene Arten schon einen hohen Prozentsatz bedeuten würden, kann die Beweiskraft der MARTIN'schen Darlegungen auch in diesem Punkt nicht anerkannt werden.

Über die Beobachtungen von ELBERT und CARTHAUS geht DUBOIS kurz, etwas sarkastisch hinweg. Besonders die prähistorischen Spuren des Menschen werden scharf kritisiert.

Der wichtigste Teil der Abhandlung ist der Bericht über die Säugetiere. Leider sind keine Abbildungen, meist auch keine scharfen Diagnosen gegeben, nach denen man die wirklich unterscheidenden Merkmale der vielen neuen Arten beurteilen könnte. Nach wie vor bleiben hier Zweifel übrig, die doch seit der Entdeckung des *Pithecanthropus* durch Publikation des reichen Materials schon hätten behoben werden können. Die Öffentlichkeit, welche durch den *Pithecanthropus* so viel beschäftigt wurde, hatte ein volles Anrecht darauf, auch den Bericht über die am selben Platz gefundenen Wirbeltiere zu erhalten.

DUBOIS schickt zunächst einige Bemerkungen voraus, die sich auf den Unterschied einer tertiären und quartären Säugetierfauna in den Tropen beziehen. Die Klimaschwankungen, welche die quartären Faunen Europas stark beeinflußt haben, so daß eine verhältnismäßig große Anzahl ausgestorbener neben noch lebenden oder zeitlich aus kälteren Gegenden eingewanderten Arten beobachtet werden, sollen in den Tropen kaum merkbar vorübergegangen sein. Die eigentlich quartäre Fauna, wie sie in den Höhlen von Sumatra und Java vertreten ist, setze sich ausschließlich aus noch jetzt auf den Inseln lebenden Arten zusammen. Auch die Fauna der Karnul-Höhlen in Süd-Indien zeichne sich durch das Zurücktreten der ausgestorbenen oder ausgewanderten Arten aus, und die Narbada-Fauna kann mit gleichem Recht in das Pliocän wie in das Quartär gestellt werden. [Auch hier ist zu bedauern, daß Verf. seine offenbar reichen Erfahrungen über die Höhlenfauna von Sumatra und Java nicht näher zugänglich macht. Im übrigen ist zu bemerken, daß für indische Höhlenforschung in noch erhöhtem Maße die Schwierigkeiten gelten, die wir in Europa haben. Aufsammlungen, die ohne genaue Kontrolle des Profils gemacht sind, haben nur einen sehr bedingten Wert. Historische Reste finden sich oft noch in

großer Tiefe; es ist jetzt gar nicht mehr zu bestimmen, was von der Karnul-Fauna echt quartär, was alluvial genannt werden muß. Die Narbada-Fauna für pliocän zu erklären, geht nach meiner Kenntnis nicht wohl an; dagegen spricht auch das Vorkommen menschlicher Artefakte, von denen wenigstens ein Stück sicher in situ gesammelt ist. *Trionyx gangeticus* und *Pangshura flaviventris* sind ferner zwei wichtige in indischen Flüssen und in dem Narbada-Quartär vorkommende Arten rezenter Schildkröten. Und wiederum ist für die Stellung der Siwalik-Schichten selbst doch auch nicht ohne Bedeutung, daß die Mollusken, die man in ihnen findet, ferner 2 Fische und 9 von den 20 Reptilien rezente Arten sind. Ref.] DUBOIS führt nun in seiner Besprechung der Säugetiere folgende Arten an:

Stegodon ganesa var. *javanica* (nicht *javanicus*). Zu dieser Form wird auch *St. trigonocephalus* MARTIN gerechnet; die dreieckige Form der Schädel soll keine ursprüngliche sein. Vom Typus der Art sollen nur ältere Schädel abweichen, indem die Frontal- und Occipitalteile abgeflacht und mehr oder weniger scharf voneinander getrennt sind. „Durch ihre Molaren ist sie von *St. ganesa* spezifisch nicht zu trennen.“ Dann bleibt überhaupt keine Handhabe, denn daß „bei den Elefanten die Schädelform einer und derselben Art, innerhalb gewisser Grenzen, beträchtliche Verschiedenheiten zeigen“, führt Verf. selbst an. DUBOIS macht aus dem Vorkommen von *Stegodon* einen Wahrscheinlichkeitsbeweis für pliocänes Alter. Daß die Stegodonten Leitfossilien der jüngeren Pliocänfauna Ostasiens sind, ist schon vor M. SCHLOSSER, den DUBOIS allein zitiert, bekannt gewesen; aber sie charakterisieren diese Tierprovinz auch noch im Quartär. (In dem Narbada-Diluvium ist nicht nur ein Stoßzahn von *Stegodon* gefunden.)

Elephas hysudrindicus n. sp. Steht dem *E. hysudricus* sehr nahe, nähert sich aber dem *E. indicus* noch mehr. Die Zahl der Lamellen geht nicht über 19; der Schädel ist durch das Profil, durch die größere Entwicklung der frontoparietalen Höcker und geraden Alveolen für die Stoßzähne dem *E. hysudricus* ähnlich, aber die Breite zwischen den Schläfengruben ist größer. In diesem Punkte schließt er sich an *E. indicus* an, dessen Stammvater er sein soll.

Rhinoceros sivasondaicus n. sp. Überbrückt den geringen Abstand, der *Rh. sivalensis* von *Rh. sondaicus* noch trennt; besonders zeigt sich das im Verhältnis zwischen Länge und Breite bei den oberen Molaren. Von *Rh. sivalensis* durch den Besitz eines sehr kleinen, medialen Unterkieferincisiven, auch von *Rh. Karnuliensis* durch kleine Eigenheiten der Zähne unterschieden. Bei der Schwierigkeit, für *Rhinoceros*-Arten die Norm der Bezahnung festzustellen, sind diese Angaben vorläufig unverwertbar.

Rhinoceros kendengindicus n. sp. „In untergeordneten Punkten von *Rh. indicus* verschieden.“ Die beiden hervorgehobenen Merkmale: breiteres, hinteres Joch der oberen Molaren, schmalere, scharfrandigere Nasenknochen genügen jedenfalls nicht zu einer spezifischen Abtrennung.

Cervus liriocerus n. sp. Ein Hirsch der Axisgruppe, der sich von allen lebenden und bekannten fossilen Hirscharten durch die einander in ihrem unteren Teil sehr genäherten Geweihstangen (wodurch eine Lyraform entsteht) unterscheiden soll. Auch war die innere Sprosse des Geweihs verhältnismäßig kurz und nicht zugleich, wie bei dem lebenden Axis, auch etwas nach hinten gekehrt; die Augensprosse war hingegen verhältnismäßig lang und kräftig. *C. Lydekkeri* MARTIN ist nur auf eine Jugendform des Geweihs der eben beschriebenen Hirschart gegründet, läßt sich demnach als Spezies nicht aufrecht erhalten. [Wenn MARTIN schon die jugendliche Form der betreffenden Art mit einem Namen belegt hat, so verstößt es gegen wissenschaftlichen Gebrauch, der Altersform einen neuen Namen zu geben und den viel früher erteilten einzuziehen. Vor allem aber scheint der Vergleich mit *C. Eldi*, dem Thameng der Birmesen, nicht durchgeführt zu sein, der nach der Beschreibung dem *C. liriocerus* doch nahe stehen muß. Ref.] Gegenüber „der für den malayischen Archipel fremden Axisform“ sind zwei andere Arten viel seltener.

Cervus kendengensis n. sp. steht dem javanischen *C. hippelaphus* sehr nahe, ist aber durch dickere und kürzere Geweihe unterschieden; *C. palaeomendjangan* n. sp. ist durch die Kleinheit der nach außen und vorn gerichteten Gabelsprosse gekennzeichnet. Wenn DUBOIS hervorhebt, daß die Axisformen jetzt im malayischen Archipel fehlen, so soll das wohl auch die Beweisführung stärken, daß eine alte Fauna vorliegt. [Es sei übrigens erwähnt, daß *C. hippelaphus* (= *C. unicolor*, *C. aristotelis*) die in Indien noch gegenwärtig weit verbreitete Hirschart (Sambar) ist; bei der malayischen Lokalform ist die innere Zacke etwas länger. Ref.]

Cervulus sp. Einige Hörner.

Tetracerus Kroeseni n. sp. Unterscheidet sich von dem indischen *T. cervicornis* (und ebenso von dem siwalischen, fossilen *T. Daviesi*) durch den Besitz von gut entwickelten akzessorischen Säulchen an den oberen Molaren. „Hierdurch und durch das großenteils geradlinige parieto-frontale Profil nähert sie sich der lebenden *Boselephus tragocamelus*. Das zweite Hörnerpaar ist nur durch die Ecken der mit starken Rauigkeiten versehenen präcornualen Leisten vertreten; derartige Variationen kommen auch bei der indischen Form vor.“ [Es wird besonders für die Form der Präsidentschaft Madras angegeben, daß auch erwachsenen Exemplaren die vorderen Hörner fehlen. Ref.]

Leptobos Groeneveldtii n. sp. Unterscheidet sich von *L. Falconeri* aus den Siwaliks und von *L. etruscus* (Val d'Arno) durch die längliche Form des gehörnten Schädels und die Richtung der Hornzapfen. Diese richten sich erst nach oben, biegen sich dann nach unten und innen zurück, bis ihre Spitzen den Augenhöhlen gegenüber kommen. Von *L. Frazeri* der Narbada-Schichten kennt man nur eine hornlose Form, deren Schädel auch anders ausgebildet ist. In seiner bedeutenden GröÙe stand der javanische *Leptobos* dem Banteng näher.

Leptobos dependicornus n. sp. mag die weibliche Form sein; die Hörner sind schwächer, mehr nach hinten abgebogen.

Mehrere Formen von *Bibos*, die sich mehr oder weniger nahe dem Banteng anschließen, werden als *B. palaesondaicus* zusammengefaßt. „Andere vermitteln den Übergang von unserer *Leptobos*-Art zu diesem Urbanteng.“ *Bibos protocavifrons* n. sp. steht wiederum dem Gaur sehr nahe. Verf. meint, daß wir hier die Entwicklung der *Bibos*-Formen aus der *Leptobos*-Form vor uns haben, und daß eine sprungweise Entwicklung vorliege, weil die verschiedenen Entwicklungsstadien zu gleicher Zeit und nebeneinander vorkommen.

Bubalus palaeokerabau n. sp. Soll der Stammvater des lebenden Keraban (Kerbo) sein. Verf. hielt ihn früher für *B. palaeindicus*, der aus den allerobersten Siwaliks und aus Narbada-Schichten beschrieben wurde. Er hat aber weder die längliche Form des Schädels, noch die fast gerade Streckung und quere Richtung der Hornzapfen und ihren nahezu vierkantigen Querschnitt. In der Form des Hornzapfens soll die Art sich etwas dem *B. platyceros* der Siwaliks nähern. [*B. palaeindicus* ist später von LYDEKKER nur noch als Varietät von *B. buffelus* aufgefaßt.]

Von den beiden Schweinen steht *Sus brachygnathus* n. sp. dem heutigen *S. celebensis* sehr nahe, während *S. macrognathus* n. sp. dem auf Java lebenden *S. verrucosus* entspricht. „Die fossilen Arten stehen sich aber noch etwas näher als die genannten jetzigen Arten, auch liegen zwischen ihnen Übergänge vor.“ Da *S. vittatus* der Kendeng-Fauna fehlt, so „scheint diese Art erst später aus der australischen Region eingewandert zu sein“ — eine Annahme, für die wohl stärkere Gründe angeführt werden müssen. Es ist von LYDEKKER seinerzeit auf die nahe Verwandtschaft des *S. vittatus* mit dem aus den Siwaliks beschriebenen *S. giganteus* hingewiesen und es liegt auch in der Tat weit näher, mit ihm anzunehmen, daß *S. vittatus* ein Nachkomme des *S. giganteus* ist. Wenn DUBOIS sagt: „Unter *S. hysudricus* werden aus den Siwalik-Schichten bekanntlich mehrere Arten zusammengefaßt; eine von diesen mag unserem *S. brachygnathus* näher gestanden haben, war aber sicher nicht mit ihm ident“ —, so ist nicht zu ersehen, ob die späteren sorgfältigen Ausführungen LYDEKKER's über indische Suiden bei den Vergleichen berücksichtigt sind. Zu *S. brachygnathus* soll auch der von MARTIN dem *S. hysudricus* zugeschriebene Unterkiefer gehören.

Hexaprotodon sivalavanicus n. sp. Durch die Länge der Unterkiefersymphyse und die relative Größe der Incisiven von den Narbada-Arten verschieden und nahe mit *H. sivalensis* verwandt. Es soll durch die relativ starke Entwicklung der mittleren Incisiven dem Stamme des afrikanischen Flußpferdes noch näher stehen als *H. sivalensis*. [Dieser Stamm der afrikanischen Flußpferde dürfte doch selbst wohl wieder ein Ausläufer des indischen *Hexaprotodon*-Stammes sein, etwa von *H. iravaticus* abzweigend. Ref.]

Tapirus pandanicus n. sp. Kleiner als *T. indicus*; der Eingang des Quertals der oberen Molaren soll weiter sein als bei *T. indicus* — ein zur Charakterisierung einer neuen Tapirart ungeeignetes Merkmal.

Hyaena bathygnatha n. sp., eine Hyäne „von Löwengröße“, welche der *H. brevirostris* nahe steht. Von der ebenfalls verwandten *H. felina* durch die Höhe ihres Unterkiefers verschieden. Sie ist nicht so kurzschnauzig als *H. brevirostris*.

Drei Katzen werden genannt, davon 2 sehr große; der Tiger fehlt aber und muß erst später eingewandert sein. *Felis oxygnatha* n. sp., mit schmalen Kinn und sehr schief nach außen gerichteten Fangzähnen des Unterkiefers. Bei *F. nebulosa* ist das Kinn ähnlich schmal, aber das Diastema sehr groß, der vordere Kieferteil lang. [Das große Diastema der *F. nebulosa* hängt mit der enormen Entwicklung der oberen Fangzähne zusammen, die wie bei *Machaerodus* geformt sind; eine Katze mit kurzen Diastema muß daher auch in dieser Beziehung sich ziemlich weit von *F. nebulosa* entfernen. Ref.] *F. trinilensis* n. sp. Dieser Name soll den früher verwendeten *F. Groeneveldtii* ersetzen. Soll von Löwe und Tiger verschieden sein. *F. microgale* n. sp. Von der Größe der *F. minuta*, mit der sie auch sonst Ähnlichkeit zu haben scheint. (*F. minuta* wird häufiger als *F. bengalensis* bezeichnet.)

Lutra palaeoleptonyx n. sp. Größer als die jetzt auf Java lebende *L. leptonyx*, auch im Umriß des oberen P_4 und durch geringe Entwicklung des Cingulum verschieden.

Manis palaeojavanica n. sp. Erreicht etwa die anderthalbfache Größe der in Afrika lebenden *M. gigantea*, steht aber im Knochenbau der viel kleineren *M. javanica* näher; doch sind die Extremitäten auch relativ gedrungener und kräftiger. Die *Manis*-Art der Karnul-Höhle in Indien, welche LYDEKKER mit der afrikanischen Art verglich, dürfte der javanischen noch näher stehen; für sie wird der neue Name *M. Lydekkeri* vorgeschlagen.

Ein riesiges Krokodil wird *Crocodylus ossifragus* genannt; es soll die Kendeng-Knochen zumeist zerbrochen haben. Es stand dem *C. palustris*, namentlich in der Ceylon-Varietät, sehr nahe, aber auch dem nächsten ausgestorbenen Verwandten, *C. sivalensis*, und überbrückt gewissermaßen den Abstand zwischen beiden. *C. porosus*, das in der Kendeng-Fauna fehlt, soll aus Australien eingewandert sein. [Von *C. porosus* weiß man, daß es der Westküste Indiens fehlt, dagegen ist es von Ceylon bis Südchina weit verbreitet. Der Fund fossiler Reste in ganz jungen Schichten von Queensland hat LYDEKKER seinerzeit veranlaßt, den australoiden Ursprung anzunehmen. Bei dem großen Schwimmvermögen der Art ist das wohl möglich, doch glaube ich, daß seine Verbreitung schon in sehr alter Zeit die heutige gewesen ist. Würde es sich um eine Einwanderung der Art von Australien her handeln, so bliebe das Fehlen westlich und nördlich von Ceylon noch viel auffallender. Ein im Vordringen begriffenes, küstenbewohnendes Tier hätte wohl auch die Westküste Indiens besiedelt.]

Garialis bengawanicus n. sp. ist nur wenig von den lebenden und fossilen Garialen Indiens verschieden. Auch die Süßwasserschildkröte *Hardella isoclina* n. sp. schließt sich eng an die indische *H. Thurgi* und die siwalische *H. Falconeri* an.

Damit hat DUBOIS 23 Säugetiere und 3 Reptilien aus den Kendeng-Schichten angeführt, sämtlich als neue Arten, und er schließt mit den Worten: „Nach alledem kann an dem nicht quartären Charakter der Fauna kein Zweifel übrig bleiben, ist sie in das jüngere Pliocän zu stellen.“

So interessant es ist, von dem verdienstvollen Forscher eine Übersicht über das offenbar enorm reiche Material an fossilen Wirbeltieren zu erhalten, und so gern man seinen Ausführungen folgt, so muß man doch sagen: Der Beweis für diesen Schluß muß auf andere Weise geliefert werden. Bei der Feinheit der Merkmale, nach denen man die fossilen Säugetiere (und Reptilien) voneinander unterscheidet, können die kurzen Angaben DUBOIS' nicht genügen, uns ein Bild der Arten zu geben, oder die Sicherheit, daß die Arten tatsächlich von schon bekannten verschieden sind, einige Fälle ausgenommen. Es sei aber auch daran erinnert, daß nicht nur in Europa im Diluvium sich die höhere Tierwelt stark verändert hat; man denke an die Funde in Madagaskar, in den Pampas Argentiniens, in den Knochenhöhlen Kaliforniens, in Australien, in Neuseeland.

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: 1909

Band/Volume: [1909](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1044-1121](#)