

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

S. G. Burrard: Intensity and direction of the force of gravity in India. (Phil. Transact. Ser. A. 205. 1906. 7 Taf.)

Von 1865—1873 führten BASEVI und HEAVISIDE in Indien eine Reihe von Schwerebestimmungen aus, aus denen gefolgert wurde, daß im gesamten Gebiet des englischen Indiens, vor allem am Himalaya, die Intensität der Schwere viel geringer sei, wie nach europäischen Werten hätte erwartet werden dürfen, und daß insbesondere die aufragenden Massen des Himalaya zum großen Teil durch unterirdische Massendefekte ausgeglichen seien. HELMERT wies bereits im Jahre 1900 darauf hin, daß die oben Genannten bei ihren Messungen auf das Mitschwingen der Pendelstative keine Rücksicht genommen hätten und daß infolgedessen die von ihnen gefundenen Schwerewerte um einen nur durch experimentelle Nachprüfung feststellbaren Betrag zu gering seien. Eine im Jahre 1904 von LENOX CONNINGHAM ausgeführte Beobachtungsreihe bewies nun, daß in der Tat BASEVI's Werte durchgängig, und zwar in stark wechselndem Betrage zu gering seien.

Der Gedanke, daß in ganz Indien die Schwere verhältnismäßig viel geringer sei als in Europa, kann also nicht länger aufrecht erhalten werden und die vollständige Kompensation des Himalaya schwindet zu einer solchen zusammen, die nur noch $\frac{1}{3}$ der sichtbaren Massen ausgleicht. Eine vollständige Revision der alten Werte ist noch nicht möglich, da CONNINGHAM die höchst gelegenen Stationen BASEVI's noch nicht besucht hat und es aus experimentellen Gründen wahrscheinlich ist, daß die dort begangenen Fehler die größten sind. Es ist aber mehr als wahrscheinlich, daß die Kompensation, soweit sie vorhanden ist, weit unter jenem Ausmaß bleibt, welches man ihr bisher zuschrieb.

Für die Richtung des Lotes erwies sich in allen Meridianen des Himalaya ein allgemeines Gesetz als gültig. Wenn wir uns von der Nachbarschaft des Äquators nach Norden begeben, so ändert sich die Lotablenkung von einer nördlichen in eine südliche Richtung; sie behält diesen

Sinn bei bis über das Tal des Ganges hinaus für einige Hundert Miles und sie wird wieder nördlich, wenn der Himalaya in Sicht kommt. Eine ausgesprochene südliche Lotablenkung beherrscht also ohne Unterbrechung die ganze indo-gangetische Ebene. Wenn ein Beobachter über das Relief der Erdoberfläche Aussage machen wollte und er Indien nur mit Pendel und Lot studierte, so würde er zu der Ansicht kommen, daß er zwischen zwei Bergketten stünde, von denen die eine auch für das Auge sichtbare im Norden sich steil aus der Ebene erhebt, während die andere unsichtbare im Süden ihre größte Höhe allmählich im Laufe von 300 Miles erreicht.

v. d. Borne.

B. Brunhes: *Sur la direction de l'aimantation permanente dans une argile métamorphique de Pontfarein (Cantal).* (Compt. rend. 141. 1905. 567—568.)

Verf. sowie DAVID haben bereits mehrfach die Richtung der magnetischen Kraftlinien in Ergußgesteinen und kontaktmetamorphem Ton festgestellt und gefunden, daß Deklination und Inklination in Ergußstein und zugehörigem Kontaktgestein gleich sind und meist nicht der Orientierung des gegenwärtigen erdmagnetischen Feldes an Ort und Stelle entsprechen, sondern wahrscheinlich derjenigen zur Zeit des Ergusses. Eine Basaltdecke und ein darunter befindliches Tonlager nahe der Brücke von Pontfarein im Arrondissement St.-Flour (Cantal) bestätigen dies. An verschiedenen, bis 100 m getrennten Stellen beider Gesteine sind Deklination und Inklination gleich. Letztere beträgt -75° , wodurch übrigens FOLGER-HAITER's Resultate eine gewisse Bestätigung erfahren, der für Italien, und zwar für das 5. und 6. Jahrhundert ebenfalls negative Inklination fand. Eine Überkippung obiger Gesteinslagen um ca. 180° ist nicht denkbar, da sonst der metamorphe Ton zu oberst liegen müßte.

Johnsen.

G. Platania et G. Platania: *Effets magnétiques de la foudre sur les roches volcaniques.* (Compt. rend. 141. 1905. 974—975.)

Die Verf. studierten die magnetisierende Einwirkung von Blitzschlägen auf Laven und gebrannten Ton aus dem Bereich des Ätna. Die Mauer eines Hauses in Acireale, auf der ohne Isolierung ein 2,2 mm dicker Telephondraht entlang lief, zeigte, nachdem der Blitz eingeschlagen hatte, dessen Elektrizität den Draht als Weg benutzte, längs diesem Draht bis auf 13 cm Entfernung von letzterem einen starken Magnetismus.

An einem anderen Gebäude lief ein Blitzableiterdraht, durch Porzellan isoliert, in 9—20 cm Entfernung von der Mauer hin. Ein in den Draht schlagender Blitz verursachte einen Magnetismus, der sich bis auf 3 m Entfernung von obiger Mauer nachweisen ließ. Johnsen.

A. Brunhuber: Beobachtungen über die Vesuverruption im April 1906. (Beilage zu d. Berichten d. naturw. Ver. Regensburg. 10. 16 p. 1 Taf. 1906.)

Die Vesuverruption begann nach einer Periode gesteigerter eruptiver Tätigkeit und Ausströmen von Lava aus einer Bocca in der Nähe des Kratergipfels am 4. April mit dem Einsturz des obersten Teiles des Aschenkegels und der Bildung der Pinie. Zu gleicher Zeit bildete sich im eigentlichen Kegel eine Spalte und damit eine Anzahl übereinandergelegenen Bocchen mit Lavaausfluß, die sich an der SO.-Seite des Kegels in absteigender Reihenfolge etablierten. Die unterste, letzte Bocca war am bedeutendsten und ihr entströmte die Lava, die Bosco tre case teilweise zerstörte.

In der Nacht vom 7. auf 8. April, dem Höhepunkt der Eruption, fand der schwere, gegen die NO.-Abhänge des Berges gerichtete Lapilliregen statt. Die Höhe der Lapillischicht betrug in Pompej 4 bis 5 m, in Ottajano 1,5 m und San Giuseppe 0,3 m. Der Auswurf wurde veranlaßt durch Einstürze im Krater; seine Richtung war nicht durch den Wind, sondern durch besondere Verhältnisse im Krater und am Kraterrande bedingt.

In der folgenden Periode ließ die Explosionskraft wesentlich nach und es folgte ein beinahe 14 Tage anhaltender Aschenauswurf. Unglaubliche Mengen feiner, mehlartiger Asche wurde ausgestoßen, die der Windrichtung folgte, das ganze Land ringsum bedeckte und den größten Schaden anrichtete.

Durch diese Eruption hat der Vesuvkegel eine leicht wahrnehmbare Veränderung seiner Gestalt erlitten, indem der Gipfel erniedrigt und verbreitert wurde. Der Vesuv besitzt jetzt die Gestalt eines tiefen Trichters von etwa 500 m Durchmeser. Sein Rand zeigt gegen Norden eine bedeutende Einsenkung. Hier hat er mehr als 150 m an Höhe verloren, während er gegen O. nur ca. 8 m niedriger geworden ist. Nicht so genau festgestellt ist die behauptete Hebung des Meeresgrundes und der Küste während der Eruption.

Auf der Tafel wird die Aufnahme der Vesuverruption am 7. April 1906, von der Station Pompej aus gesehen, wiedergegeben. **Ew. Schütze.**

Ch. R. Eastman: Vesuvius during the early middle ages. (Popular Science Monthly. December 1906.)

Dieser Aufsatz ist eine Zusammenstellung dessen, was wir aus dem Mittelalter und zwar aus dessen erster Hälfte aus Kirchenvätern und Chroniken über die Eruptionen des Vesuv wissen. Dieser Überblick weicht nicht allzusehr von dem ab, welcher schon auf den ersten Seiten von J. ROTH's Vesuv gegeben ist. Verf. ist ferner der Meinung, daß der Vulkan seit alter Zeit doppelgipflig gewesen ist, also der Aschenkegel nicht erst 79 n. Chr. entstand. Die Ausbrüche, selbst die größten sind so unbedeutend im Verhältnis zu der Masse des Aschenkegels, daß dieser jedenfalls sehr alt sein muß. Die Römer haben den Vulkan also schon in ähnlicher Gestalt gesehen, wie wir heute.

Deecke.

A. Brun: *Quelques recherches sur le volcanisme.* (Arch. des sc. phys. et nat. Genève. 1905. **19.** 439—450, 589—606.)

Im Zusammenhang mit einer Serie von Beobachtungen an tätigen Vulkanen (im März 1901 am Stromboli und während der Vesuveruptionen im September 1904) führte Verf. einige Experimente aus zur Deutung gewisser vulkanischer Erscheinungen.

Die „vulkanische Temperatur“, d. h. diejenige, bei der Explosionen vor sich gehen, ist gegeben im Minimum durch den Schmelzpunkt des Glases, der bei verschiedenen Gläsern recht wenig schwankt, im Maximum durch die Schmelzpunkte der leichtest schmelzbaren Einsprenglinge, und wird vom Verf. zu ca. 1100° C. angenommen. Die Schmelzung des Glases genügt zum Flüssigmachen der Lava.

Die künstliche Schmelzung von Laven ist stets begleitet von Entwicklung von Gasen, die die Flüssigkeit aufblähen. Die Hauptmasse der Gase entsteht durch chemische Reaktionen von in der Lava eingeschlossenen Stoffen im Momente der Schmelzung. Dadurch wird die vulkanische Explosion erzeugt, die demnach mit dem Flüssigwerden der Lava zusammenfällt.

Schon bei 876° geben die Laven Dämpfe von NaCl und KCl ab. Das Auftreten solcher Dämpfe in erloschenen Kratern zeigt daher an, daß die Explosionstemperatur bald erreicht ist und Eruptionen drohen.

Über die Beziehung der Gase zur Lava spricht Verf. folgendes aus. Daß die Gase aus der eruptiven Lava stammen, zeigt die Beobachtung der vulkanischen Vorgänge. Die Gase sind jedoch nicht im Magma gelöst (Pneumatolyse), sonst müßten sie bei der Verflüssigung alle entweichen. Tatsächlich zeigen aber schon ausgeflossene, erkaltete Laven beim wiederholten Erhitzen immer wieder mit der Temperatur sich steigernde Gasentwicklung, die bei der vulkanischen Temperatur explosionsartig wird. Besonders auffallend ist die Erscheinung bei Obsidianen, die zu 12—20fachem Volumen anschwellen.

Über die Natur der entweichenden Gase hat Verf. durch zahlreiche Analysen und synthetische Versuche folgendes festgestellt: Es sind wesentlich Stickstoff und Ammoniak, Chlor und Salzsäure und Kohlenwasserstoffe. Der Stickstoff ist in der Lava z. T. als Eisennitridstickstoff, z. T. wahrscheinlich als Stickstoffsiliciumnitrid vorhanden, welch letzter Verbindung Verf. den Namen „Marignacit“ gibt.

Das Chlor, das bald im freien Zustand, bald als Chlorwasserstoff oder Chlorammonium entweicht, ist nach Ansicht des Verf. ursprünglich als Siliciumchlorid in der Lava vorhanden. Chlorwasserstoff bildet sich durch Einwirkung des Chlor auf Kohlenwasserstoffe.

Durch Behandlung von Obsidian von Lipari und frischgefallener Vesuvasche mit Chloroform isolierte BRUN vaselineartige Kohlenwasserstoffe. Eine große Anzahl von Laven im Sauerstoffstrom erhitzt ergaben CO_2 und H_2O . Kohlenwasserstoffe scheinen demnach in den meisten vulkanischen Gesteinen vorhanden zu sein.

Chlorammonium ist nicht ursprünglich in den Laven vorhanden, sondern bildet sich erst durch Reaktionen beim Schnelzen.

Um klarzulegen, inwiefern die in den Vulkangasen beobachteten Stoffe in den vulkanischen Erscheinungen sich geltend machen, stellt BRUN eine Reihe von Versuchen an.

Es wird darauf hingewiesen, daß die oben genannten Stickstoff- und Chlorverbindungen, sowie die Kohlenwasserstoffe (les générateurs), aus denen die Gase der Emanationen hervorgehen, stark reduzierende Substanzen sind. Die vulkanischen losen Auswurfsprodukte behalten ihre ursprüngliche Farbe solange sie noch diese Stoffe enthalten. Rotfärbung (Oxydation) tritt erst mit ihrem Verluste ein.

Die Experimente beziehen sich auf das Verhalten der „générateurs“ gegenüber den Silikaten der Lava einerseits und unter sich selbst anderseits.

1. In eine geschmolzenes Eisenoxyd enthaltende Silikatmasse wird Stickstoffsilicium eingeführt. Starke Entwicklung von Stickstoff tritt ein unter Aufschäumen der Masse sowie Reduktion des Eisenoxydes. Enthält die Silikatmasse kein Eisenoxyd, so löst sich das Stickstoffsilicium ruhig darin auf.

2. Granitpulver mit Petrol durchfeuchtet, schäumt stark auf im Moment des Schmelzens unter Reduktion der Eisenoxydverbindungen.

3. Eisenoxydhaltende Lava mit Calciumkieselchlorid entwickelt Dämpfe von Eisenchlorid und Alkalichloriden unter Reduktion des Eisenoxydes.

4. Stickstoffsilicium mit Quarz und Petrol erhitzt entwickelt Ammoniak.

5. Chlorsilicium mit Quarz und Petrol entwickelt Chlorwasserstoff.

6. Stickstoffsilicium, Siliciumchlorid und Petrol mit Quarz erhitzt geben Chlorammoniumdämpfe.

Das Vorhandensein der 3 „générateurs“ in der Lava erklärt demnach sämtliche Emanationen bei den Eruptionen sobald die Temperatur über den Schmelzpunkt steigt. Die Explosivkraft der entstehenden Gase genügt völlig zur Erzeugung der Vulkanausbrüche.

BRUN bekämpft die Ansicht, daß der Wasserdampf bei den Eruptionen eine große Rolle spielt. Das Wasser entweicht bei viel niedrigeren Temperaturen als der „vulkanischen“. Die großen weißen Rauchsäulen der Ausbrüche bestehen nicht aus Wasser, sondern aus Chloriden.

Die Phasen eines Ausbruches stellt BRUN folgendermaßen dar:

0—825° C. Verdampfen des tellurischen Wassers

825° C. Beginn der Chloridexhalationen

874° C.

1060° C. } Explosionstemperatur verschieden je nach der Art der Lava
1100° C. }

1100° C. mittlere Temperatur der Lavaströme.

H. Preiswerk.

A. Brun: Quelques recherches sur le Volcanisme. II.
(Arch. des sc. phys. et nat. Nov. 1906.)

Der Vesuvausbruch im April 1906 gab Gelegenheit, die von A. BRUN früher angestellten Experimente und Beobachtungen (vergl. das vorhergehende Ref.) zu kontrollieren.

Die aus der erkaltenden Lava entströmenden Gase enthielten reichlich H Cl bei fast völliger Abwesenheit von Sauerstoff. Aus verschiedenen Fumarolen sich niederschlagende Salzmassen zeigen folgende Zusammensetzung:

Aluminiumchlorid (mit etwas Eisen u. Magnesium) .	9,80
Fluorammonium	6,12
Chlorammonium	85,02
Freies H Cl	0,09
Freies S O ₃	0,15
Calciumchlorid	Spur
	101,18.

Die zur Rotglut erhitzte Lava gab reichlich Salmiak ab.

Zur Nachahmung der Eruptionsvorgänge erhitzte BRUN Salmiak mit vulkanischer Asche gemischt auf 500—570°.

Die Auswurfsprodukte reagieren sauer und zwar um so stärker, je heftiger die Explosion ist, was mit Beobachtungen am Vesuv übereinstimmt. Geht die Explosion in Wasserdampf oder atmosphärischer Luft vor sich, so sind die Auswurfsprodukte rot gefärbt von Hämatit, dagegen bleiben sie in einer Atmosphäre von Stickstoff, Kohlenwasserstoffen oder Ammoniaksalzen grau oder schwarz und enthalten Eisenchloride.

Die Untersuchung der vulkanischen Aschen verschiedener Ausbrüche verschiedener Vulkane führt BRUN zur Überzeugung, daß Ammoniaksalze, Kohlenwasserstoffe, Kalksulfat und Chlorverbindungen der Alkalien und des Magnesiums niemals fehlen. Er zieht daraus den Schluß, daß als identisch zu betrachten seien die Gasentweichungen der Eruptionen, die der Fumarolen aus der erkaltenden Lava und die durch künstliches Wiederschmelzen der Lava erzeugten.

Einer eingehenden Diskussion unterwirft BRUN die Frage, welche Rolle dem Wasserdampf bei den vulkanischen Erscheinungen zukommt. Wasser kann sich bilden durch Verbrennen des Wasserstoffes der Kohlenwasserstoffe und des Ammoniaks an der Luft oder vielleicht durch den Sauerstoff der Silikate. Doch glaubt BRUN nicht, daß die dadurch erzeugte Menge genüge, den Explosionsgasen einen wässrigen Charakter zu geben. Das Vorhandensein äußerst wasserunbeständiger Chloride an den Kraterwänden spricht bestimmt dagegen. Die Entstehung aller bei den Eruptionen zutage tretenden chemischen Verbindungen kann erklärt werden ohne die Mitwirkung von Wasserdampf anzunehmen. Die Hauptmasse des Wassers, das bei den Eruptionen sich bemerkbar macht, ist atmosphärisches Wasser aus der Luft oder aus dem Gebirge.

Aus dem Verhalten der Aschen leitet BRUN ab, daß die Vulkangase jedenfalls weniger Wasserdampf enthalten, als die Atmosphäre bei 20° C. Das Vorhandensein von Chlormagnesium in den Kratergasen, speziell das Gemisch von Kalksulfat und Chlormagnesium oder Magnesiumsulfat mit Chloralkali wäre undenkbar beim Vorhandensein von Wasserdampf.

Einen weiteren Beweis gegen das Vorhandensein von Wasser in den

Kratergasen findet BRUN im Auftreten der grauen Asche, die bei der Be-
rührung mit feuchter Luft sich rasch rot färbt.

Selbst die verbreitete Ansicht der Petrographen, daß kieselsäurereiche
Silikatmagmen nur bei Gegenwart von Wasser auskristallisieren können,
wird von BRUN bekämpft mit dem Hinweis darauf, daß es ihm selbst
gelungen sei, dieselben zu kristallisieren ohne Wasser und ohne Druck.

Das Wasser spielt demnach weder bei den Explosionen noch bei der
Kristallisation der Magmen eine entscheidende Rolle.

H. Preiswerk.

J. J. Jahn: Beitrag zur Kenntnis der Entstehung loser
vulkanischer Auswürflinge. (Böhmiscl.) (Zeitschr. d. mährischen
Landesmuseums. 6. Brünn 1906. 29. 2. Taf.)

—: Über die erloschenen Vulkane bei Freudenthal in
Schlesien. (Verh. d. geol. Reichsanst. Wien 1906. 113—124.)

Auf den vier Basaltbergen bei Freudenthal, auf der mährisch-
schlesischen Grenze (Köhlerberg, Venusberg, Großer und Kleiner Raudenberg)
wurden in großer Menge symmetrische Lavabomben konstatiert, welche
Verf. umständlich und mit einer Reihe schöner Abbildungen beschreibt.
Neben regelmäßigen Bomben befinden sich auf den erwähnten Bergen
auch unregelmäßige Lavaauswürflinge (Lavablöcke, Schlacken) und mächtige
Anhäufungen von Lapilli. In den Lavabomben werden eingeschlossene
Bruchstücke eines rotgebrannten Schiefers (ursprünglich wahrscheinlich
eines dichten Grauwackenschiefers) in großen Mengen bemerkt, die ohne
Zweifel von unterliegenden Culmschichten stammen. Auf Grund des
massenhaften Vorkommens von verschiedenen vulkanischen Auswürflingen
hält Autor diese Basaltberge für echte erloschene Tuffvulkane. — Was
die Basalttuffbreccie betrifft, die in unmittelbarer Nähe der genannten
Berge, bei den Dörfern Raase und Karlsberg sich findet, hält Verf. diese
mit TIEZTE übereinstimmend für Überreste eines großen vulkanischen
Schlammstromes. Die Breccie besteht aus vulkanischen Auswürflingen,
vermischt mit eckigen Bruchstücken von Culm- und kristallinischen Ge-
steinen, die während der Eruption in der Tiefe abgerissen und empor-
gehoben wurden.

Fr. Slavik.

J. F. Pompeckj: Eine durch vulkanische Tuffbreccie
ausgefüllte Spalte im Urach-Kirchheimer Vulkangebiet
der Schwäbischen Alb. (Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ.
62. 1906. 378—397. 2 Textfig.)

Verf. teilt Beobachtungen über einen kleinen Tuffgang und mehrere
winzige Gänge in der nächsten Nähe des großen „Maartuffganges“ am
Metzinger Weinberg mit. Der kleine Tuffgang setzt in den Murchisonae-
Schichten (Braun-Jura β) auf und stellt eine nicht ganz vertikal durch
die Sedimentdecke setzende, mehrfach zerschlagene Apophyse des großen

Maartuffganges dar. Die Apophyse entstand als Ausfüllung einer schmalen, nicht bis zum Weiß-Jura hinaufreichenden Kluft. Die Ausfüllung dieser Kluft mit Tuffbreccie geschah bei Beginn der Eruption und zwar durch aufsteigendes, nicht durch herabstürzendes oder sekundär eingeschwemmbtes Eruptivmaterial. Der kleine Gang ist nicht als eine tektonische Spalte aufzufassen, die vulkanische Eruptionen bedingt haben könnte.

Durch das Vorkommen des kleinen Tuffganges in unmittelbarer Nähe des großen Maartuffganges und das Vorkommen von Klüftungen und kleinen Störungen in den von der Eruption am Metzinger Weinberg betroffenen Schichten wird wahrscheinlich gemacht, daß im Urach-Kirchheimer Gebiet der Ausbruch vulkanischer Explosionen erleichtert wurde durch die starke Zerklüftung der über einem Magmaberde liegenden, vielleicht ziemlich dünnen Gesteinsdecke.

Die Textfigur 1 gibt eine Skizze der Nordhälfte des Metzinger Weinberges (nach der geologischen Karte von Württemberg vergrößert), die Textfigur 2 eine Skizze des Aufschlusses, wie er sich im Mai 1906 darbot.

Ew. Schütze.

H. Simmer: Der aktive Vulkanismus auf dem afrikanischen Festlande und den afrikanischen Inseln. (Münchener geogr. Studien. 18. 1906. 218 p.)

Im vorliegenden Buche faßt Verf. alles, was über den Vulkanismus von Afrika in der Literatur bekannt geworden ist, zusammen. Die Einleitung enthält ein Kapitel über das Wesen des Vulkanismus. Der erste Hauptteil behandelt die tektonischen Störungen auf dem Festlande und den Inseln, der zweite Hauptteil die jungvulkanischen Verhältnisse daselbst. Zum Schluß wird ein kurzer Abriß der Geschichte des Vulkanismus in Afrika gegeben.

Im Paläozoikum sowie älteren und mittleren Mesozoikum drangen mächtige vulkanische Massen als Porphyre, Mandelsteine, Diabase, Diorite usw. auf Spalten empor und bildeten gewaltige Decken und Gänge. Dann ruhte die vulkanische Tätigkeit bis Ende der Kreidezeit. Nun und noch mehr im Tertiär setzten tektonische Spannungen die Erdkruste vielfach in Bewegung und gaben zur Bildung großartiger Bruchlinien Veranlassung. Gleichzeitig wurden Sokotra, Madagaskar und die Seychellen, die Unterlage der Comoren und Maskarenen, vielleicht auch die Basis der Kanaren, Kapverden und Madeiras vom Kontinente losgelöst. Im Eocän entstanden die vielen meridionalen Spalten und Dislokationen, die sich allmählich zum massaischen und zentralafrikanischen Graben ausbildeten, als deren ältester Teil der Tanganika gilt, sowie die Bruchlinien der somalischen Richtung, zu denen der abessinische Graben gehört. Damals wurde infolge großer Brüche verschiedener Richtung Abessinien in eine große Scholle verwandelt und zerstückelt; in Südafrika, in der Sahara und Adamaua traten damals ebenfalls große Dislokationen verschiedener Richtung auf. Auf den west- und ostafrikanischen Inseln beginnt die Zertrümmerung der

vom Festland losgelösten Schollen. Nicht viel jünger ist das erythräische Bruchsystem, dem der Panganigraben angehört.

Die tektonischen Bewegungen hatten viele vulkanische Eruptionen zur Folge. In Abessinien, am Kulall, im Leikipia- und Kamasiaplateau, in der Maukette, in Adamaua und in Teilen der Sahara und Südafrikas drang Lava an die Oberfläche. Mit Zunahme der tektonischen Bewegungen im Tertiär ging auch eine Vermehrung des Vulkanismus Hand in Hand. Im älteren Tertiär wahrscheinlich begannen auf fast allen vulkanischen Inseln, so auf den meisten Kapverden, Kanaren, auf Madeira, Madagaskar und den Comoren die vulkanische Tätigkeit mit besonderer Kraft. Im späteren Miocän und Pliocän entstanden im Hinterland des Kamerunberges die Lavadecken. In jene Zeit fällt auch die Bildung zahlreicher Vulkane im Bereich des ostafrikanischen Grabens, mehrerer Vulkane östlich vom Kulall, im Somaliplateau, Abessinien, Algerien, Madagaskar sowie auf einigen anderen ost- und westafrikanischen Inseln.

Gegen Ende des Pliocäns entstanden der Kleine Kamerunberg, der Kibo, mehrere Berge am Nordende des Njassa, die meisten Vulkane in Afar, und auf mehreren Inseln.

Gegen Ende des Diluviums erfolgten neue Ausbrüche am Njassa, im Kilimandscharogebiet, im Keniagebiet, im Tertala, in Teilen des zentralafrikanischen, massaischen und abessinischen Grabens sowie in der Afarsenke, auf Madagaskar, Großkomoro und Réunion, auf einigen Kapverden, den meisten Kanaren, auf Madeira und im algerischen Atlas.

In der Gegenwart sind wohl die meisten Magmanester erschöft und nur an wenigen Stellen herrscht noch vulkanische Tätigkeit. Daß aber die tektonischen Bewegungen noch nicht zum Stillstand gekommen sind, davon geben die häufigen Erdbeben in manchen Gegenden Kunde. Zahlreiche heiße Quellen, Mofetten und Fumarolen sind an einigen Stellen als letzter Nachhall vulkanischer Tätigkeit anzusehen, so im Njassagrabenn, in Afar und am Naiwaschasee.

Die Vulkane Afrikas stehen im ursächlichen Zusammenhang mit großen Dislokationen, wie der Kilimandscharo, Meru, Kenia, Elgon und Kamerunberg. Die tätigen Vulkane Afrikas liegen entweder an Seen oder nahe am Meere. Sowohl erloschene als noch tätige Vulkangebiete Afrikas bilden oft seismische Zentren, so der Kilimandscharo, die Kirungavulkane, der Gurue und der Kenia, die Vulkane auf Madagaskar und Madeira. Im ganzen lassen sich in Afrika 17 tätige Vulkane resp. Vulkanbezirke feststellen.

Ew. Schütze.

De Lamothe: Les anciennes lignes de rivage du sahel d'Alger. (Compt. rend. 140. 1905. 1613—1614.)

Verf. untersucht die Sedimente der algerischen Küste und stellt mehrfache positive und negative Bewegungen des Meerespiegels fest.

Johnsen.

E. A. Martel: Sur la formation de la grotte de Rochefort (Belgique) et sur la théorie des effondrements. (Compt. rend. 140. 1905. 1661—1662.)

Verf. tritt der verbreiteten Ansicht entgegen, daß die Trichterbildung auf Einstürzen beruhe, die über unterirdischen Höhlen allmählich von unten nach oben fortschreiten; in 90 % der Fälle sind die Modellierung der Täler und die Entstehung von Höhlen gleichzeitig und gehen miteinander Hand in Hand. Ein neues Beispiel hierfür liefert die klassische Höhle von Rochefort im Tal der Lomme. Letzteres besitzt 4 schräge Schächte, deren Öffnungen in 225 und 235 m Höhe in dem Plateau von Beauregard liegen; sie heißen in Belgien „aiguigeois“; zwei große Hohlräume, in welche die 4 Schlotten einlaufen und die durch enge Rinnen verbunden sind, liegen in 175 und 205 m Höhe, ein unterirdischer Fluß in 168 m Höhe; es sind also 3 Etagen von etwa 65 m maximalem Niveauunterschied, dieselben sind nacheinander infolge der in die Tiefe fortschreitenden Auswaschung entstanden.

Johnsen.

E. A. Martel: Sur une nouvelle exploration du gouffre du Trou-de-Souci (Côte-d'Or). (Compt. rend. 141. 1905. 227—229.)

Verf. setzte im Sommer 1905 seine im Herbst 1904 begonnenen Untersuchungen über den Trichter des Trou-de-Souci (Côte-d'Or) fort und kommt zu folgenden Ergebnissen: Präexistenz von Spalten im Boden; Aufnahme der oberflächlichen Wasserläufe in die letzteren (seit der Tertiärzeit). Vergrößerung der Spalten zu Schächten, gewöhnlich von oben nach unten fortschreitend, infolge von unterirdischen Einbrüchen aber auch umgekehrt. Zunehmende Austrocknung der Täler infolge der Verlegung der Wasserläufe in die Spalten; unterirdische Erweiterung der Schächte zu Zisternen, die zuweilen wiederum zu einem Flußbett vereinigt werden. Dreifache Wirkung von Erosion, Korrosion und hydrostatischem Druck; gleichzeitige sehr merkliche Entkalkung des Terrains. Sinken der unterirdischen Flußbetten. Die tieferen Teile der Schächte weniger ausgedehnt als die höheren. Unterirdische Zirkulation nicht in einem Niveau, sondern in einem vielfach verzweigten Spaltensystem. Intermittieren, ja zeitweiliges vollständiges Stagnieren der Zirkulation und äußerste Unregelmäßigkeit derselben infolge wechselnder Niederschlagsmengen und Infiltrationen. Stellenweise Ausfüllung der Schächte in höheren Niveaus. Unterirdisches Spiel der „kommunizierenden Röhren“. Fortbewegungsgeschwindigkeit des Wassers mit der Weite des Kanals sehr variierend. Möglichkeit, diese Terrains durch fortgesetzte methodische Untersuchungen und sehr geschickte und sorgfältige Kanalisation zu meliorisieren. Johnsen.

E. Noël: Sur l'orientation que prend un corps allongé pouvant rouler sur les fonds dans un courant liquide. (Compt. rend. 141. 1905. 968—970.)

Die Gerölle der Konglomerate zeigen zuweilen, falls sie ausgeprägte Längsachsen haben, einen Parallelismus der letzteren. Werden Gerölle von fließendem Wasser bewegt, so wirken auf sie bei geneigter Unterlage die Schwere, sowie die Kraft des Wassers und die Gleichgewichtslage ist unbestimmt; bei horizontaler Unterlage wirkt nur das Wasser und die stabile Gleichgewichtslage ist erreicht, wenn die Längsachsen der Gerölle horizontal und normal zur Flußrichtung liegen. Man kann also zuweilen durch Untersuchung anstehenden Konglomerates von ungestörter Lagerung frühere Flußrichtungen bestimmen.

Johnsen.

R. J. Strutt: On the Distribution of Radium in the Earth's Crust, and on the Earth's Internal Heat. (Proc. R. Soc. 77. 1906. 472—485; 78. 1906. 150—153.)

Die untersuchten Eruptivgesteine und Mineralien wurden nach Aufschluß mit kohlensaurem Natronkali in Lösung gebracht, die Menge der aus dieser Lösung sich in einer bestimmten Zeiteinheit entwickelnden Emanationen bestimmt und so der Vergleich mit Radium in Substanz und die Ermittlung des Gehaltes an diesem ermöglicht. Es wurden zunächst eruptive Gesteine untersucht und ein Gehalt an Radium gefunden, der zwischen $1,84$ und $25,2 \times 10^{-12}$ g im Kubikzentimeter schwankte. Die Untersuchung von Meteoriten ergab nur für steinige Meteoriten einen nachweisbaren Radiumgehalt von $1,12 \times 10^{-12}$ g per Gramm. In Eisenmeteoriten ließ sich ein Radiumgehalt nicht nachweisen. Der so gefundene Radiumgehalt übertrifft denjenigen, dessen die Erde bei gleichmäßiger Verteilung zur Unterhaltung des geothermischen Wärmestromes bedürfte, im Durchschnitt etwa um das 5—60fache. Weshalb ist nun der Temperaturgradient nicht größer, als wir ihn beobachten? Bei der Berechnung, die zur Beantwortung dieser Frage dienen soll, werden die folgenden Annahmen gemacht: 1. daß sich die Erde im Wärmegleichgewicht befindet, d. h. daß die in der Zeiteinheit entweichende der in derselben produzierten Wärmemenge gleich ist, 2. daß das Radium die einzige Wärmequelle für das Erdinnere sei, 3. daß die Wärmeproduktion eines Gramm Radiums im Erdinnern die gleiche sei, wie wir sie im Laboratorium beobachten können. Verzichten wir auf Annahme 1, indem wir wie bisher annehmen, daß die Erde sich abkühle, so werden die Schwierigkeiten dadurch nur gesteigert. Das Vorhandensein anderer Wärmequellen entgegen unserer Annahme 2 kann unsere Betrachtungen nur quantitativ und auch nur un wesentlich abändern. Es bleibt die Annahme 3, über deren Berechtigung sich vorläufig nicht diskutieren läßt. Wir nehmen an, daß sie gerechtfertigt sei und daß also die Erde im Höchstfalle im Durchschnitt $1,75 \times 10^{-13}$ g Radium in Kubikzentimeter

enthalten könne. Die Oberflächengesteine haben einen durchschnittlichen Gehalt von 5×10^{-12} , es kann also nur $\frac{1}{30}$ des Erdvolumens aus Material bestehen, das dem an der Erdoberfläche vorhandenen ähnlich ist. Daraus ergibt sich eine Dicke von etwa 45 Miles (83 km) für die steinige Erdkruste unter der Annahme, daß radio-aktive Stoffe in dem inneren Kern vollständig fehlen. An der Innenseite dieser Kruste ergibt sich eine Höchsttemperatur von 1530° C. Dieselbe bleibt also erheblich unter dem Schmelzpunkt des Platins. (Dabei ist die Annahme gemacht, daß die Wärmeleitfähigkeit mit der Temperatur sich nicht ändere und daß die Wärmeproduktion des Radiums ebenfalls von der Temperatur unabhängig sei.) Ein Widerspruch gegen die naheliegende weitere Folgerung, daß der so im Gegensatz zu der aktiven Erdkruste anzunehmende inaktive Kern aus einem dem Meteoreisen entsprechenden Stoffe bestehe, ergibt sich aus den Dichteverhältnissen der Gesamterde, der Oberflächengesteine und des Eisens, die sich mit den obengenannten Zahlen widerspruchslos nicht vereinigen lassen.

In der zweiten Abhandlung wird zunächst über eine analoge Untersuchung von Sedimentärgesteinen berichtet. Die Aktivität derselben ist von derselben Größenordnung wie diejenigen der eruptiven Gesteine. Am schwächsten aktiv sind Kalke vermutlich organischen Ursprungs, am stärksten ein Quellsinter aus den Thermen von Bath. Weiter wurden gesteinsbildende Mineralien untersucht, um die Frage zu beantworten, welche der Komponenten eines Gesteins die Träger der Aktivität seien. Am stärksten aktiv waren Zirkone, schwächer Hornblenden, Feldspate, Glimmer, vollständig inaktiv Quarz, Rutil, Ilmenit. Es wurde außerdem ein kornischer Granit durch Bromoform in eine leichte und eine schwere Fraktion geschieden, wobei die letztere etwa $\frac{1}{8}$ des Gesamtgewichts ausmachte. Es zeigte sich, daß über die Hälfte der Gesamtaktivität in der schweren Fraktion enthalten war, woraus zu folgern ist, daß die schweren Bestandteile in erster Linie Träger derselben waren.

v. d. Borne.

J. Königsberger: Über den Temperaturgradienten der Erde bei Annahme radioaktiver und chemischer Prozesse. (Physik. Zeitschr. 7. 297—300. 1906.)

Die von FOURIER und POISSON entwickelte Theorie der Abkühlung der Erde geht von der Voraussetzung aus, daß die hohe Temperatur der tieferen Erdschichten die einzige Quelle des gemäß dem geothermischen Wärmegefälle aus dem Erdinnern fließenden Wärmestromes sei. Es erhebt sich die Frage, ob und wie diese Theorie zu ändern ist, wenn auch andere Wärmequellen — z. B. solche radioaktiver oder chemischer Art — vorhanden sind und wie sich die Ergebnisse den praktischen Beobachtungen und den aus diesen zu ziehenden theoretischen Schlußfolgerungen anpassen. LIEBENOW und andere wiesen darauf hin, daß die Konzentration des Radiums, wie wir dieselbe an Gesteinen der Erdoberfläche beobachten, so

groß ist, daß bei gleicher Aktivität des gesamten Erdballes der geothermische Wärmestrom ein Vielfaches des tatsächlich Vorhandenen sein müßte. Eine Versöhnung dieses Widerspruches erscheint möglich durch die Annahme, daß die Aktivität und damit die Wärmeproduktion der Gesteine, sei es durch die Temperatursteigerung, sei es durch Abnahme der Konzentration des Radiums mit wachsendem Abstand von der Erdoberfläche abnimmt.

Die Antwort auf unsere Frage fällt nun verschieden aus, je nach den Annahmen, die wir über die Verteilung der betreffenden Wärmelieferanten im Erdinnern machen.

Ziehen wir in Betracht, daß die Wärmeleitfähigkeit mit steigender Temperatur abnimmt, so müßten bei Gültigkeit der POISSON-FOURIER'schen Voraussetzung sich in größerer Tiefe, also bei höherer Temperatur größere Wärmegefälle oder kleinere Tiefenstufen ergeben. Da die Tiefenstufe genähert konstant ist, oder eher mit wachsender Tiefe etwas zunimmt, so vermag die FOURIER'sche Abkühlungshypothese den wirklichen Gang des Temperaturgradienten nicht hinreichend zu erklären. Es ist vielmehr wahrscheinlich, daß die gesamte Erdwärme oder mindestens ein Teil derselben von radioaktiven Stoffen geliefert wird. Des weiteren scheint die Annahme zweckmäßig, daß diese Wärmeproduktion mit der Tiefe rasch abnimmt, hieraus folgt dann in Verbindung mit der Abnahme der Leitfähigkeit bei steigender Temperatur eine konstante Tiefenstufe für die uns zugänglichen Teufen.

v. d. Borne.

Petrographie.

L. Collot: Diffusion du barium et du strontium dans les terrains sédimentaires; épigénies; druses d'apparence organique. (Compt. rend. 141. 1905. 832—834.)

BaSO_4 und SrSO_4 diffundieren durch abgelagerte Sedimente, konzentrieren sich an einzelnen Stellen und treten in Form von Baryt und Strontianit in verschiedenen Formationen bald als anorganogene Konkretionen, bald als Versteinerungsmittel auf; manche ihrer Konkretionen sind mehrfach fälschlich für versteinerte Invertebratenskelette gehalten worden.

Johnsen.

J. Dumont: Sur l'analyse minéralogique des terres arables. (Compt. rend. 140. 1905. 1111—1113.)

Kürzlich haben DELAGE und LAGATU eine Reihe bodenbildender Minerale mittels Mikroskop im Ackerboden festgestellt. Verf. sucht jetzt das Mengenverhältnis der Minerale zu ermitteln. Zur Isolierung der vielfach mit kolloidalen Substanzen bedeckten und verkitteten Mineralkörper wurde Oxalsäure

benutzt. Dann wurde das Pulver gesammelt, getrocknet, mäßig erhitzt und hierauf etwa 0,5—1 g abgewogen. Nun wurde die Anwendung schwerer Flüssigkeiten mit der Schlemmethode kombiniert; auf diese Weise gelang die vollkommene Trennung von Quarz, Feldspat, Glimmer u. a. Die Resultate sollen demnächst mitgeteilt werden.

Johnsen.

Cayeux: Sur l'état de conservation des minéraux de la terre arable. (Compt. rend. 140. 1905. 1270—1271.)

Verf. wendet sich gegen die Ausführungen von DELAGE und LAGATU und betont auf Grund seiner seit 1890 datierenden Untersuchungen über den Ackerboden, daß die meisten Minerale deutliche Spuren der Zersetzung an sich tragen, wie z. B. Feldspate, Hornblenden, Pyroxene, Olivin, dunkler Glimmer, Magnetit. Der Glaukonit, den man vielfach im Boden antrifft, findet sich in allen Stadien der Zersetzung, grasgrüne Körner einerseits und kalifreie Massen von Limonit anderseits.

Johnsen.

A. Delage et H. Lagatu: Sur les résultats obtenus par l'observation des terres arables en plaques mines. (Compt. rend. 140. 1905. 1555—1558.)

Die Verf. halten den Angriffen von CAYEUX gegenüber ihre Ansicht von der Reinheit und Unzersetzung der bodenbildenden Minerale aufrecht, indem sie zwar das Vorhandensein von Chlorit, Kaolin etc. als Zersetzungsprodukten primärer Gesteinskomponenten zugeben, die Zersetzung (von Biotit, Feldspat u. a.) aber lediglich in die Zeit verlegen wollen, wo das Gestein noch nicht in Detritus übergeführt war.

Johnsen.

L. Cayeux: La dissolution directe des silicates de la terre arable et les expériences de DAUBRÉE. (Compt. rend. 141. 1905. 509—510.)

DELAGE und LAGATU haben kürzlich behauptet, daß die bodenbildenden Minerale sich im Bodenwasser nicht zersetzen, sondern als solche in Lösung gehen und als solche von den Pflanzen aufgenommen werden. Verf. erhebt dagegen den Einwand, daß diese Behauptung einer direkten Auflösung sich weder auf die alten Erfahrungen noch auf neue Beobachtungen stütze. Hierauf beriefen sich DELAGE und LAGATU auf die Experimente von DAUBRÉE über die Auflösung von Orthoklas. CAYEUX weist nun darauf hin, daß gerade DAUBRÉE's Versuche die Zersetzung des Orthoklas in wässriger Lösung ergaben.

Johnsen.

M. Koch: Mitteilung über Olivindiabase aus dem Oberharze. (ROSENBUSCH-Festschrift. 1906. 184—202. Mit 2 Taf. u. 2 Textfig.)

Olivin ist in den Harzer Diabasen, die den Schichten von Silur bis Culm lagerartig reichlich eingeschaltet sind, nicht bekannt geworden; doch waren viele diabasreiche Gebiete bisher auf Olivindiabas hin gar nicht untersucht, wie z. B. der SW.—NO. gerichtete Diabaszug des Acker-Bruchberges und der westlich davon verlaufende Oberharzer Diabaszug, der sich von Osterode über den Polsterberg bei Altenau bis in die Gegend von Harzburg erstreckt. Koch fand nun Olivindiabase und Olivinproterobase am Acker-Bruchberge, olivinführende Diabasmandelsteine und Olivindiabasporphyrite im Oberharzer Diabaszug. Die Gesteine sind geologisch eng mit den olivinfreien Diabasen verknüpft. Die porphyrisch struierten Gesteine bilden meist ebenfalls selbständige Lager, zuweilen aber bilden sie nur die Randfazies körniger Diabase. Die Schichten des Diabaszuges vom Acker-Bruchberge fallen steil gegen SO. ein, die Gesteinsfolge ist fast überall die gleiche: als liegende Zone treten Kiesel-, Wetz- und verschiedene Tonschiefer mit vereinzelten Diabasen auf; es folgen diabasfreie Plattenschiefer, welche den Plattenschiefern der Tauner Grauwacke des Unterharzes gleichzustellen sind; das Hangende bilden Kiesel- und Wetschiefer nebst roten oder grünen Tonschiefern und zahlreichen mächtigen Diabaseinlagerungen. In letztere Zone gehören die unten beschriebenen Olivinsteine. Nach oben reihen sich mächtig entwickelte quarzitische Ablagerungen an. Petrefaktenfunde fehlen, ein Vergleich mit dem Kellerwald macht jedoch silurisches Alter des ganzen Complexes wahrscheinlich.

Die Olivindiabase sind sehr gleichmäßig, meist recht feinkörnig struiert, nach den Kontaktflächen hin öfters mit Verdichtung oder mit Variolitbildung. Die Struktur ist intersertal mit veränderter Mesostasis, im übrigen jedoch durch idiomorphe Olivine, mehr oder weniger porphyrisch, in der Mitte der Lager wohl auch diabatisch-körnig. Einige der Gesteine enthalten geringe Mengen braunen Amphibols und leiten so zu den Olivinproterobasen hinüber. Der Olivin ist stets durch Serpentin und Kalkspat pseudomorphosiert. Magnetit und wenig Apatit treten akzessorisch auf. Die Olivinproterobase, durch primäre braune Hornblende ausgezeichnet, haben weit geringere Verbreitung; auch hier ist Olivin die älteste Ausscheidung, deren Formen nur durch Korrosion hier und da beeinträchtigt sind. Häufig ist regelmäßige Verwachsung von Augit und Hornblende.

Der Oberharzer Diabaszug besteht aus Wissenbacher Schiefer, Stringocephalenschichten und Büdesheimer bzw. Cypridinenschiefer; die liegende Zone führt mittel- bis grobkörnige Diabase, das hangende Oberdevon führt Diabase, die durchweg (nicht nur randlich) variolitisch struiert sind. Das Niveau der Stringocephalenschichten birgt Mandelsteine des Olivindiabas und Olivindiabasporphyrit. Diese zeigen die Struktur und die Zusammensetzung der entsprechenden olivinfreien Glieder, ihr Olivin ist älteste Ausscheidung und vollkommen pseudomorphosiert. **Johnsen.**

E. Becker: Der Wartenberg bei Geisingen in Baden. (ROSENBUSCH-Festschrift. 1906. 234—262. Mit 1 geol. Karte.)

Der Wartenberg bei Geisingen ist zuerst von L. v. BUCH, später besonders von E. STELZNER und U. GRUBENMANN studiert worden. Verf. stellt sich die Frage: Zu welcher Art der Eruptionsformen ist der Wartenberg-Basalt zu stellen? und kommt zu folgender Antwort: die vulkanischen Produkte des Wartenbergs schließen sich in ihrer geologischen Erscheinungsform den Vulkanembryonen der Alb an und sind als „Schlotbasalte“ aufzufassen. Auf die Fragen: welche Ursache ist für die Erhaltung des Wartenbergkegels anzunehmen und warum hat sich die Donau gerade am Südhange in ihr heutiges Bett eingeschnitten? antwortet Verf.: „das heutige Relief des Blattes Geisingen und insbesondere das des Südostgebietes ist als ein Werk der Erosion (vielleicht einer glazialen) anzusehen, ohne Beteiligung junger tektonischer Vorgänge; die Erhaltung des Bergkegels sowie der heutige Lauf der Donau sind dem Einfluß der Eruptivprodukte zu verdanken; die analoge Gestalt des Fürstenbergs setzt gleiche Vorbedingungen für beide Berge gegenüber dem Erosionsphänomen voraus. Es folgt daraus logischerweise, daß der Fürstenberg einen eruptiven Gesteinskern enthalten muß.“

Johnsen.

Fr. Waitz v. Eschen: Die Basalte östlich der Linie Wabern—Gensungen. Diss. Marburg 1906. 35 p. 1 Karte.

Die in dem genannten Gebiet auftretenden Basalte sind Feldspatbasalte, Limburgit und nur selten Dolerit. Die Feldspatbasalte zerfallen in mehrere Gruppen; das normale Gestein ist das am Rhünder Berg vorkommende, mit Plagioklas und Pyroxen in gleicher Menge, scharf begrenztem Magnetiteisen und Olivin. Ein grobkörniger Basalt wird durch große Magnetitkörner gekennzeichnet und kommt besonders am Langenberg bei Gensungen, bei Beuern und am Hügelstein vor. Ein dritter ist arm an Feldspat und reich an Glas (Harler Berg). Ein Basalt, der östlich von Roxhausen bis zum Ziegenkopf seine größte Verbreitung hat, fällt durch die meist zentrische Anordnung seiner ziemlich großen Augitkristalle auf. Dolerit bildet meist Ströme, Limburgit ist das typische Kuppengestein. Die einzelnen Vorkommen, die weiter nichts Neues bieten, werden im folgenden genauer beschrieben.

Über das mutmaßliche Vorhandensein eines Spaltensystems, auf dem mehrere der Vorkommen angeordnet werden könnten, läßt sich wenig sagen, da sich die hier vorliegenden Untersuchungen im wesentlichen nach der petrographischen Seite hin erstreckten.

R. Brauns.

A. Lacroix: Sur un nouveau type pétrographique représentant la forme de profondeur de certaines leuco-téphrites de la Somma. (Compt. rend. 141. 1905. 1188—1193.)

aa*

Gewisse Magmen können je nach den Erstarrungsbedingungen sowohl Nephelin-Orthoklas- als auch Leucitgesteine liefern. Analog fand Verf. seit 1893 in Tuffen der Somma Einschlüsse einer Art Olivin-monzonit, welche die Tiefenform der Leucittephrite repräsentieren und vom Verf. Sommaïte genannt werden. Die Gesteine sind mittelkörnig bis grobkörnig und ähneln hellen Gabbros, öfters sind sie von Gängen eines ähnlichen, aber feinkörnigen Gesteins durchsetzt. Sie zeigen Olivin, Augit, Feldspat und Leucit, deren Gleichgewicht ungefähr durch folgende Formel dargestellt wird: $KAlSi_3O_8 + (Mg, Fe)SiO_4 = KAl(SiO_3)_2 + 2(Mg, Fe)SiO_3$.

U. d. M. bemerkt man: Apatit, Ilmenit, Olivin, Augit, wenig Biotit, Leucit, Plagioklas und Orthoklas. Altersfolge: Apatit, Olivin, Plagioklase.

Analysen: 1. Grobkörniger Sommaït, arm an Leucit, reich an Olivin, 2. Sommaït, reicher an Leucit und Augit, 3. feinkörniger, an Leucit und Augit sehr reicher Sommaït, 4. Leucittephrit des Vesuv (nach ROTH) und 5. Monzonit des Highwood Peak in Montana (nach PIRSSON).

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	50,10	50,20	51,65	50,39	51,00
TiO ₂	0,97	1,19	1,19	?	0,13
Al ₂ O ₃	10,93	18,80	19,59	19,43	17,21
Fe ₂ O ₃	2,65	1,79	0,93	3,83	2,41
FeO	4,65	4,62	6,23	7,10	4,23
MgO	6,60	5,55	4,24	2,33	6,19
CaO	9,75	8,77	8,02	9,13	9,15
Na ₂ O	2,03	1,71	2,38	2,45	2,88
K ₂ O	4,21	6,07	4,90	4,91	4,93
P ₂ O ₅	0,57	0,31	0,41	?	0,63
H ₂ O	0,75	1,37	1,38	0,80	0,33
Sa.	100,21	100,38	100,82	100,37	99,60

Gestein (5) enthält außer den genannten Radikalen noch BaO 0,34, SrO 0,14, SO₃ 0,03.

In den Highwood Mountains in Montana treten nach PIRSSON Lakolithen, Massive und Gänge von Missourit auf, der mit leucitführenden Laven vergesellschaftet ist und in der gleichen Beziehung zum „Olivin-leucitit“ steht wie der Sommaït zum Leucittephrit.

Bedeutungsvoll ist es, daß auf der Somma neben jenen monzonitischen Tiefengesteinsfragmenten auch Bomben von Kalksilikatgestein auftreten, das den Kontaktkalken des Monzonits von Predazzo auffallend ähnelt.

Johnsen.

Deprat: L'origine de la protogine de Corse. (Compt. rend. 141. 1905. 151—153.)

Auf NENTIEN's Karte von Korsika (Maßstab 1:320 000) ist längs der Grenze des eruptiven und des sedimentären Gebietes ein langer Streifen "Protogin" verzeichnet. Dieser Streifen,

dessen Gestein mehr einem Granulit als einem Granit gleicht und Mörtelstruktur besitzt, zieht sich 90 km lang mit wechselnder Breite hin und bildet einen Teil der höchsten Erhebungen der Insel. Das Gestein ist nicht jünger als der ganze westliche Eruptivkomplex Korsikas (wie NENTIEN annahm), sondern einfach die äußere Partie desselben, die an die hochgradig gefalteten Sedimente stößt, und durch deren Stauung und Überschiebung stark gestreckt und zertrümmert ist; nach Westen zu findet man alle Übergänge bis zu normalem, unverändertem Granit.

Johnsen.

Deprat: Sur la présence de trachytes et d'andésites à l'hypersthène dans le Carbonifère de Corse. (Compt. rend. 141. 1905. 1249—1250.)

Verf. beobachtete auf Korsika in der Umgebung von Osani carbonische Decken von Trachyten, die zuweilen in andesitische Fazies übergehen. Die Gesteine sind hell, mitunter zellig und rauh anzufühlen und machen den Eindruck rezenter Laven. Sie bestehen aus Sanidin, Andesin-Oligoklas, Hypersthen, wenig Augit, sehr wenig Magnetit und oft viel Glas und sind z. T. fluidal struiert. Johnsen.

G. Rovereto: Sull' età degli scisti cristallini della Corsica. (Atti R. Accad. d. sc. 41. 1905/06. 72—86. Torino 1906.)

Verf. hat die kristallinen Schiefer Korsikas näher studiert und ist dabei zu sehr bemerkenswerten Resultaten gelangt. In den Kalken, sogen. Cipollinen, haben sich nicht nur Gyroporellen, sondern auch *Megalodon* und Korallen gefunden, in manchen auch kohlige Reste. Es sind also eine ganze Reihe verschiedener Formationen darin vertreten, und die Gesamtausbildung ist ähnlich wie in den Ligurischen oder den Seealpen. Mit Sardinien besteht weniger Ähnlichkeit. Verf. gibt eine Reihe von Profilen, die deutliche Faltung zeigen und z. T. Quarzite und Quarzitschiefer als wichtige Horizonte aufweisen. Diese Quarzite sind als Trias, entsprechend den Westalpen, betrachtet. Die Resultate faßt ROVERETO derart zusammen, daß fünf verschiedene, bislang präcambrische Schieferkomplexe existieren.
 1. Gneisartige Glimmerschiefer am Granitkontakt; dazu gehören die unteren Amphibolite; in der Valle de Golo und del Tavignano.
 2. Phyllite mit glimmerigen Sandsteinen und kohligen Resten, wohl Carbon; Umgebung von Castiglione und Popolasca.
 3. Chloritschiefer, chloritische Quarzschiefer mit einzelnen Diorit- und Porphyritgängen; in der ganzen mittleren Zone der Insel von Corte bis Castifao. Z. T. sind diese Schiefer längs der Valle dell' Ostriconi keilförmig in den Granit eingeklemmt. Sie sind Perm.
 4. Quarzite, Quarzitglimmerschiefer und Sericitschiefer am Cupo Corso

und in der mittleren Zone der Insel; untere Trias. ö. Kalkschiefer oder Glanzschiefer mit Serpentin, Amphibolit. Gabbro jünger als mittlere Trias und älter als Rhät. Sie setzen die Ostzone der Insel zusammen.

Deecke.

C. G. S. Sandberg: *Sur l'âge du granite des Alpes occidentales et l'origine des blocs exotiques cristallins des Klippes.* (Compt. rend. 140. 1905. 1072—1073.)

In den französischen und in den Schweizer Alpen ist das metamorphe Gepräge der Gesteine in den Synkinalgewölben am typischsten, in den Schenkeln weniger ausgeprägt und in den Antikinalen am schwächsten. Aus kontaktmetamorphen Erscheinungen oligocäner Sedimente schließt Verf. auf oligocänes Alter der alpinen Granite. In einem folgenden Aufsatz soll im Anschluß an das Obige über die Bedeutung der Fremdlinge von kristallinem Gestein, die in den sogen. Klippen vorliegen, berichtet werden.

Johnsen.

A. Lacroix: *Les carbonates basiques de magnésie de l'éruption de Santorin en 1866.* (Compt. rend. 140. 1905. 1308—1311.)

Verf. beschreibt als sekundär aus Fumarolenprodukten des Georg von Santorin gebildetes Mineral die künstlich seinerzeit von FRITZSCHE (1836) bei 100° dargestellte Verbindung $4 \text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg(OH)}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ und nennt sie „Giorgiosit“.

Bei normaler atmosphärischer Verwitterung entsteht der Hydromagnesit, also $3\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg(OH)}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, den man auch künstlich bei gewöhnlicher Temperatur erhält. Johnsen.

A. Lacroix: *Conclusions à tirer de l'étude des enclaves homogènes pour la connaissance d'une province pétrographique. — Santorin.* (Compt. rend. 140. 1905. 971—975.)

Verf. lenkt die Aufmerksamkeit auf die endogenen Einschlüsse der Eruptivgesteine. Jene werden durch ihre oft eigentümliche Beschaffenheit Lücken der petrographischen Systeme ausfüllen, sowie auch z. T. geologische Schlüsse gestatten, indem sie Tiefengesteine repräsentieren können, die in der betreffenden Gegend noch nicht zutage treten. In den blasigen Bimssteinen von Santorin findet man häufig Einschlüsse, die Verf. seinerzeit als Mikrotinite bezeichnet hat (sie stehen in demselben Verhältnis zum Andesit wie der Sanidinit zum Trachyt). Von ihren beiden äußersten Gliedern ist das eine (a) reich an Plagioklas, Biotit und Quarz, das andere (c) an Hornblende, Augit, Hypersthen. Neben die Analysen dieser beiderlei Einschlüsse sind diejenigen zweier Hypersthenandesite (b und d) von Santorin gestellt.

	a.	b.	c.	d.
Si O ₂	74,25	69,75	60,60	57,2
Ti O ₂	0,26	0,45	0,70	
Al ₂ O ₃	14,10	14,70	18,21	19,1
Fe ₂ O ₃	0,08	0,65	1,93	2,2
Fe O	1,50	2,48	4,00	4,7
Mg O	1,61	1,42	2,52	3,5
Ca O	2,21	3,43	5,95	7,1
Na ₂ O	3,98	4,79	3,70	4,2
K ₂ O	2,88	3,07	2,29	2,0
P ₂ O ₅	Spuren	Spuren	Spuren	Spuren
Glühverlust	0,25	Spuren	Spuren	Spuren
	Sa. 101,12	100,54	99,90	100,0

Man sieht, daß a die Tiefenform von b, c diejenige von d ist.
Johnsen.

A. Osann: Über einige Alkaligesteine aus Spanien.
(ROSENBUSCH-Festschrift. 1906. 263—310. Mit 1 Taf. u. 1 Textfig.)

1. Der Fortunit von Fortuna, Provinz Murcia. Etwa 3 km südöstlich von Fortuna findet sich in der hügeligen, von miocänen Mergeln gebildeten Landschaft eine Reihe kleiner Erhebungen, die aus Eruptivmassen, Trachyt und Fortunit, bestehen. Bald überlagern diese das Miocän deckenförmig, bald durchsetzen sie es gangförmig. Der Mergel ist nahe dem Kontakt ein wenig gehärtet, das Eruptivgestein parallel der Kontaktfläche plattig abgesondert, wobei die Glimmerblättchen der Absonderungsebene parallel liegen. Gänge und Decken zeigen die gleiche Mikrostruktur — abgesehen von jeweiliger Mandelbildung der Decken.

Der Fortunit, der eine feldspatfreie Randfazies des Trachyt zu repräsentieren scheint, hat große Ähnlichkeit mit OSANN's Verit von Vera Garucha, Provinz Almeria; er führt in dem vorherrschenden bräunlichgelben Pechsteinglas Kristalle von Olivin, Glimmer und Diopsid, letzterer ist entgegen YARZA's Angaben hier ebensowenig spärlich als im Verit. Der Glimmer ist Phlogopit und stimmt sehr genau mit demjenigen des Wyomingit von Boars Tusk überein, wie der Fortunit überhaupt große Ähnlichkeit mit CROSS' Orendit-Wyomingit-Reihe besitzt.

Der Trachyt zeigt u. d. M. rhombischen und monoklinen Pyroxen, dunklen Glimmer, Feldspat und beträchtliche Glassmengen. Olivin wird hier offenbar „durch den rhombischen Pyroxen vertreten“, der in zwei Generationen auftritt. Der Feldspat ist Sanidin. Akzessorisch treten Apatit und Eisenerz auf. Primärkonkretionen von Olivin + rhombischem + monoklinem Augit + Picotit sind hier wie im Fortunit vorhanden.

Analysen: I. Trachyt, II. Fortunit.

I. SiO_2 56,72, TiO_2 1,37, Al_2O_3 11,05, Fe_2O_3 2,53, FeO 3,59, MnO Spur, MgO 9,91, CaO 2,90, BaO 0,09, Na_2O 1,43, K_2O 6,62, P_2O_5 0,95, H_2O 2,76, CO_2 ?; Sa. 99,92.

II. SiO_2 57,13, TiO_2 1,60, Al_2O_3 10,28, Fe_2O_3 1,90, FeO 4,11, MnO 0,09, MgO 9,73, CaO 3,37, BaO ?, Na_2O 2,56, K_2O 6,07, P_2O_5 0,82, H_2O 2,55, CO_2 0,07; Sa. 100,28.

2. Das Muttergestein des Apatits von Jumilla. In der Provinz Murcia liegt 36 km nordwestlich von Fortuna der bekannte Apatit-Fundort Jumilla; über das Muttergestein ist in der Literatur nichts Sichereres zu finden. Es handelt sich um Eruptivgesteine, die wahrscheinlich miocene Oberflächenergüsse darstellen. Sie stehen den Gesteinen von Fortuna so nahe, daß sie demselben Magmaberd zugewiesen werden müssen. Es treten verschiedene Varietäten auf, die sämtlich ineinander übergehen. Der Apatit ist auf einen kleinen Teil des Eruptivgebietes beschränkt. Die einzige Abbaustelle läßt starke Umwandlung der Gesteine erkennen, die von zahllosen Gängen und Adern durchsetzt werden; letztere bestehen aus Apatit, Calcit, Eisenglanz, welche nicht magmatische Ausscheidungen, sondern jüngere Gangfüllungen repräsentieren. Die Schürfung erfolgte wesentlich unter Tag, indem große Hohlräume ausgehauen und zur Stützung Pfeiler stehen gelassen wurden.

Zwei typische Varietäten lieferten folgende chemische Daten:

I. SiO_2 48,81, TiO_2 1,34, Al_2O_3 8,17, Fe_2O_3 3,46, FeO 3,22, MnO Spur, MgO 14,84, CaO 7,06, BaO 0,25, SrO 0,09, Na_2O 1,71, K_2O 5,73, P_2O_5 1,39, H_2O 3,46, SO_3 ?, Cl ?, CO_2 0,81; Sa. 100,34.

II. SiO_2 50,78, TiO_2 1,28, Al_2O_3 9,05, Fe_2O_3 2,96, FeO 3,64, MnO 0,09, MgO 14,29, CaO 5,29, BaO ?. SrO ?, Na_2O 1,05, K_2O 7,39, P_2O_5 1,31, H_2O 2,53, SO_3 ?, Cl ?, CO_2 0,46; Sa. 100,12 [OSANN gibt 100,15 an. Ref.].

I nähert sich in der Struktur einem Tiefengestein, es ist miarolithisch, die Hohlräume sind sekundär von Calcit erfüllt. Unter den Ergußgesteinen sind die Wyomingite und Orendite die nächsten Verwandten; es kann als Typus der Gesteinsreihe von Jumilla gelten; es ist bräunlichgrau, feinkörnig kristallin, von marmoriertem Aussehen und führt Sanidin, poikilitisch von anderen Komponenten durchspickt, reichliche Körner und Kristalle von Olivin und braungelbem Glimmer; u. d. M. bemerkt man ferner Pyroxen, Hornblende und Leucit. Der Olivin ist eisenreich und birgt Picotit-Oktäeder; er ist zuweilen randlich grün gefärbt und zeigt ebendort Spaltungsrisse // (001); ältester Gemengteil. Glimmer und Pyroxen sind ungefähr gleichalterig. Glimmer: a = farblos, b = rosa, c = dunkelkanariengelb, Absorption $b > c > a$; der Achsenwinkel größer als im Glimmer des Verit, $2E = 64^\circ$ ca. Dispersion $v > \nu$. Achsenebene // (010). Zwillingsbildung nach TSCHERMAK's Gesetz; 2,16 % Fl, also Phlogopit. Der Pyroxen repräsentiert innen Diopsid, außen Ägirinaugit; im Diopsid ist $c:e = 44^\circ$. Die Hornblende ist der jüngste Gemengteil, sie füllt die Sanidin-Zwickel aus; $c:c = 11-12^\circ$. Achsenebene = (010), a = spitze

Bissektrix. Doppelbrechung nicht stark. Bissektricendispersion in (010) beträchtlich, $\alpha : c : b$ für violett kleiner als für rot. Achsenwinkel nicht groß: $\varrho > \nu$. Pleochroismus: α = rötlichgelb, b = tiefbraunrot, c = dunkelkanariengelb, Absorption $b > c > \alpha$. Der Leucit ist z. T. in Analcim umgewandelt, er ist jünger als der Sanidin. In manchen Varietäten tritt der Leucit dem Sanidin gegenüber stark zurück. In anderen fehlt der Sanidin ganz.

Die Gesteine von Jumilla sind die ersten reichlich leucitführenden, die man aus Spanien kennt. Während vom Cabo de Gata (mit Ausnahme des Verit von Vera) nur Vertreter der Alkalikalkreihe bekannt geworden sind, stellen sich im nördlichen Verlauf der Ostküste Spaniens nephelinführende Alkaligesteine ein, z. B. auf den Columbretes. Aus Zentralspanien kennt man Nephelinbasalte in ziemlicher Verbreitung, besonders aus der Mancha. Auch unter den Alkaligesteinen der Westküste (Tiefen- und Ergußgesteine) fanden sich bisher nur foyaitische Typen mit Na-Vormacht, sowie essexitische Gesteine.

Johnsen.

W. Wahl: Über einen Magnesiumdiopsid führenden Diabas von Källsholm, Skärgård von Föglö, Ålandsinseln. (ROSENBUSCH-Festschrift. 1906. 399—412.)

FROSTERUS hat verschiedene Diabasvarietäten beschrieben, die auf Inseln der Ålandsgruppe auftreten und wahrscheinlich alle einem und demselben Gang zugehören. Eine vom Verf. untersuchte Varietät, wohl der feinkörnigen Kontaktpartie angehörig, zeichnete sich durch Magnesiumdiopsid aus, der dem sogen. Salit des Hunnediabas gleicht; an letzterem Salit fand HOVEY einen optischen Achsenwinkel von $32-36^\circ$ im Gegensatz zum Salit von Sala, der 112° hat und zwischen Diopsid und Hedenbergit steht. Der Diopsid des Hallebergdiabas (Hunnediabas) sowie ein durch COHEN von Richmond (Kapland) beschriebener Pyroxen zeichnen sich durch geringen Ca-Gehalt aus und scheinen miteinander identisch; beide sowie der folgende Pyroxen stellen Mg-Diopsid dar.

Das Gestein von Föglö ist graublau, feinkörnig, mit Feldspatleisten und zwischenliegenden dunklen Gemengteilen. Plagioklas und Diopsid bilden die Hauptmasse, Apatit, Magnetit, dunkler Glimmer, Hornblende und Quarz, letzterer in granophyrischer Verwachsung mit Feldspat, sind Übergemengteile. Sekundär tritt Chlorit und wohl auch ein Teil der Hornblende auf. Plagioklas = $Ab_1 An_1$.

Pyroxen, hellgrünlich braun; $\alpha = 1,690$, $\beta = 1,691$, $\gamma = 1,711$. $2E = 30^\circ$ ca. Opt. +; $c : b = 44\frac{1}{2}^\circ$ im stumpfen $\nparallel \beta$. Pleochroismus α = schwachgelblichgrün $\nparallel b$ = bräunlichrosa $\nparallel c$ = grünlichweiß. Spez. Gew. 3,42. Randlich zuweilen chloritisiert.

Die Analyse ergibt, wenn man H_2O abzieht und Molekularprozente berechnet:

SiO_2 50,33, Al_2O_3 1,34, Fe_2O_3 0,81, FeO 15,23, NiO 0,04, MnO 0,47, MgO 24,11, CaO 7,24, Na_2O 0,20, K_2O 0,23; SiO_2 100,00.

Das mikropegmatitische Quarzfeldspataggregat, dessen Feldspat saurer als der Leistenfeldspat ist, bedeutet die jüngste Ausscheidung. Die Analyse des Gesteins ergab:

SiO₂ 52,03, TiO₂ 1,59, Al₂O₃ 15,28, Cr₂O₃ —, Fe₂O₃ 3,59, FeO 8,73, NiO 0,01, MnO 0,30, MgO 5,37, CaO 7,59, BaO 0,05, Na₂O 2,46, K₂O 1,12, P₂O₅ 0,19, CO₂ —, FeS₂ 0,14, H₂O 1,34; Sa. 99,79.

Hieraus ergibt sich:

Albit 20,8, Anorthit 26,6, Orthoklas 6,2, Diopsid 32,8, Magnetit 4,5, Ilmenit 2,6, Pyrit 0,1, Apatit 0,3, Quarz 6,1; Sa. 100,0. Johnsen.

L. Duparc et F. Pearce: Sur la gladkaïte, nouvelle roche filonienne dans la dunite. (Compt. rend. 140. 1905. 1614—1616.)

In der Gegend des Oberlaufs des Wagan im Nord-Ural tritt Dunit auf, der uralitisierte Gabbros durchsetzt, die dort eine weite Verbreitung haben. Dieser Dunit bildet einen ziemlich langen rötlichen Gebirgskamm, genannt Gladkaïa-Sopka, der von Norden nach Süden verläuft und die beiden Quellen des Travianka trennt, eines linken Nebenflusses des Wagan. Der Dunit wird z. T. durch eine schmale Zone von Peridotit eingesäumt, der am Außenrand in feldspathaltige Varietäten übergeht.

Im südlichen Teil der Gladkaïa-Sopka tritt in dem Dunit ein mächtiger Gang eines grauen feinkörnigen Gesteins auf, das makroskopisch Feldspat und Glimmer erkennen lässt, mikroskopisch Magnetit, Apatit, dunklen und hellen Glimmer, Hornblende, Epidot, Plagioklas und Quarz. Die vor den Glimmern vorherrschende Hornblende zeigt $c:c = 22^\circ$, $2V = 47^\circ$ ca., $\varrho > v$; opt. —, Pleochroismus c = tiefgrünblau, b = grün, a = hellgelb.

Der Epidot ist reichlich, der Feldspat herrscht vor allem vor, er entspricht der Mischung Ab₅An₃. Der Quarz ist reichlich.

Die Zusammensetzung des von dem Verf. als „Gladkaït“ bezeichneten Gesteins ist:

SiO₂ 62,20, Al₂O₃ 19,63, Fe₂O₃ 1,13, FeO 3,93, CaO 6,64, MgO 1,51, Na₂O 4,54, K₂O 1,06, Glühverl. 0,86; Sa. 101,50 [Verf. geben Sa. 100,70 an].

Johnsen.

F. Foureau et L. Gentil: Sur les roches rapportées par la mission saharienne. (Compt. rend. 140. 1905. 46—47.)

In der Umgebung des Tschad-Sees ließen sich große Zonen von Eruptivgesteinen und von kristallinen Schiefern feststellen. Letztere verbreiten sich über große Flächen zwischen Tassili und Tschad sowie entlang dem Chari und dem Gribingui; es sind Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Amphibolschiefer, Am-

phibolite, Enstatit-Hornblende-Gneise des Aïr, Hypersthen-gneise des Gribingui. Pyroxengneise u. a., hier und da treten Zwischenlager von Zippolin sowie die forsterit- und spinell-führenden Kalke des Anahef auf. Von Eruptivgesteinen wurden beobachtet: Biotitgranite; Amphibolgranite; Pyroxen-granite; Granite mit Titanit und Allanit, ein gewaltiges Massiv im Anahef bildend; Granite mit Mikroklin, Anorthoklas und Turmalin, zwischen dem Anahef und Zinder; Ägiringranite aus der Gegend von Iferuane (Aïr); Riebeckitgranite; Diorite; Quarzdiorite.

Johnsen.

L. Finckh: Die Rhombenporphyre des Kilimandscharo. (ROSENBUSCH-Festschrift. 1906. 373—398. 1 Taf. 1 Textfig.)

Die von HYLAND als Nephelin- und Leucitbasalte bezeichneten Gesteine des Kilimandscharo scheinen auf das Gebiet des Kibo beschränkt zu sein, wo sie nach MEYER's und UHLIG's Berichten als deckenartig ausgebreitete Lavaströme mit Tuffen wechselseitig auftreten; ob sie auch als Gangfüllungen zu beobachten sind, steht nicht fest.

FINCKH fügt HYLAND's mikroskopischen Beobachtungen einige weitere hinzu, stellt den chemischen Bestand fest und konstatiert die Ähnlichkeit der Gesteine mit den Rhombenporphyren Südnorwegens, speziell von Vassvik und von Vettakolln, deren neovulkanische Äquivalente sie darstellen, sowie mit den von PRIOR beschriebenen Kenyten des Kenya. Große Anorthoklaseinsprenglinge, spärliche kleine Olivineinsprenglinge, Nephelin zuweilen idiomorph, selten durch Hauyn ersetzt. Der Anorthoklas, perlgrau, zeigt vornehmlich {110}, {1 $\bar{1}$ 0} und {201}, manchmal schmal {010}; häufig sind Karlsbader Zwillinge mit (100) als Verwachsungsfläche, sowie Einschlüsse von Olivin, Augit, Apatit, Titaneisen, seltener Nephelin, Hauyn, Zeolith; öfters auch Pseudobrookit als zentrale Staubmassen. Die Schale der Anorthoklase scheint zuweilen aus Albit oder auch aus Orthoklas zu bestehen. Der Feldspat der Grundmasse ist ebenfalls Anorthoklas. Leucit findet sich nur in der Grundmasse. Olivin, Apatit und Magnetit sind nesterweise verwachsen — die ältesten Gemengteile. Der Diopsid, häufig durch Ägirin oder Ägirinaugit vertreten, zeigt α = bläulichgrün, β = hellgrün, γ = hellgelblichgrün. Zuweilen ist reichlich Anomit vorhanden: β = braun, γ = braungelb, α = fast farblos. Selten ist Cossyrit zu beobachten: γ = schwarz, β = tiefbraun, α = heller rotbraun, Absorption $\gamma > \beta > \alpha$. Lichtbrechung hoch, Doppelbrechung gering; optische Achsenebene ca. // {010}. Zuweilen findet sich Katophorit: α = hellgelbbraun, β = graubraun, γ = gelblichgraubraun, Absorption $\beta > \gamma > \alpha$. Niedrige Doppelbrechung, negativ.

Meist ist auch (farblose oder bräunliche) Glasbasis, zuweilen globulitisch, vorhanden. Die Struktur ist gewöhnlich pilotaxitisch oder hyalopilitisch, auch vitrophyrisch, seltener trachytisch, eutaxitisch oder perlitisch.

Analysen:

- I. Leucit rhombenporphyr, Nordostkibo, 5000 m.
 II. Glasiger Rhombenporphyr. Westkibo, 4500 m.
 III. Leucit rhombenporphyr. Ostkibo, 5600 m.
 IV. Nephelin rhombenporphyr. Nordostkibo, ca. 3500 m,
 Salpeterhöhle.

	I.	II.	III.	IV.
Si O ₂	53,44	55,32	54,20	53,12
Ti O ₂	0,69	0,59	0,79	0,08
Zr O ₂	0,27	0,33	0,47	0,06
Al ₂ O ₃	20,39	19,59	19,38	21,62
Fe ₂ O ₃	4,22	1,92	3,83	3,46
Fe O	1,76	3,12	2,14	1,94
Mn O	Spur	Spur	Spur	Spur
Mg O	1,12	1,11	1,35	1,10
Ca O	2,13	2,72	2,15	2,00
Na ₂ O	8,76	8,73	8,01	8,16
K ₂ O	5,75	5,09	5,28	5,11
H ₂ O	0,97	1,05	1,04	2,56
S O ₃	0,22	0,26	0,31	0,28
P ₂ O ₅	0,49	0,42	0,58	0,46
Sa.	100,21	100,25	99,53	99,95

Johnsen.

A. Lacroix: Sur quelques roches ijolitiques du Kima-Ndjaro. (Bull. soc. franç. de min. 29. 90—97. 1906.)

Die von ALLUAUD gesammelten Gesteine entstammen z. T. denselben Vorkommen wie die von GREGORY (dies. Jahrb. 1902. I. -231-) und PRIOR (dies. Jahrb. 1904. II. -55-) beschriebenen; es sind sehr poröse Kenyte, deren Anorthoklas durch die Rhombenfeldspatkombination {110}. {110}. {101}. {001} ausgezeichnet ist, ferner Nephelinphonolith und endlich Nephelinite, die von den folgenden vier holokristallinen, wesentlich aus Nephelin und Augit bestehenden Gesteinen begleitet werden.

In No. 1 liegt ein 5 cm großer Hornblendekristall in einer grobkörnigen, wesentlich aus Augitkristallen und Nephelin gemengten Grundmasse und ist poikilitisch von Augit durchwachsen; Nebengemengteile sind etwas Biotit, Titanit in Kristallen, große Flatschen von polysynthetisch verzwillingtem Perowskit, ferner Ilmenit und viel Apatit; hier und da füllen große Nepheline die Zwischenräume zwischen den genannten Mineralen aus; zahnförmige Verwachsungen von Biotit und Hornblende mit Augit und Ilmenit (mit Titanitsaum) scheinen auf Umschmelzungen hinzzuweisen, wie sie in basischen vulkanischen Gesteinen öfter vorkommen.

Bei No. 2 liegen im grauen Nephelin scharfe Kriställchen von Ägirinaugit, etwas Apatit und bis 2 mm große Perowskitkörner.

No. 3 besteht aus Agirinaugit, Nephelin, relativ viel Apatit, Titanit und etwas Melanit (Schorlomit); Augit und Nephelin umschließen sich hier gegenseitig, der Titanit ist selten gut kristallisiert, dagegen stets von einer zuweilen unregelmäßigen, zuweilen aber auch deutlich rhombendodekaedrisch begrenzten Zone von Granat umgeben; dieser erscheint zuweilen auch für sich in unregelmäßigen, den Augit umgebenden Durchschnitten.

In No. 4 erkennt man makroskopisch nur tief schwarzen Biotit, u. d. M. dieselben Mineralien wie vorher in mikroskopischer Korngröße, daneben Gemenge von Biotit und Titanit in Pseudomorphose nach einem Mineral mit sechsseitigen Umrissen; an anderen Stellen enthält das Gestein ein wenig Glas und der Nephelin bildet scharfe Kriställchen mit Augitkranz.

Verf. hält diese im ganzen ijolithähnlichen Massen für homogene Einschlüsse der vulkanischen Gesteine und vergleicht sie mit denen der Nephelinite von Oberwiesenthal, No. 3 und 4 wären speziell homologe, No. 1 und 2 antiloge (erstere von der Zusammensetzung des Hauptgestein, letztere basischer).

O. Mügge.

A. Lacroix: Sur les microgranites alcalins du territoire de Zinder. (Compt. rend. 140. 1905. 22—26.)

Verf. beschreibt Ägirin-Riebeckit-Granite von Zinder und dem 100 km weiter östlich gelegenen Gousé an der Grenze Sokotos. Diese Gesteine bilden kleine Berge, die aus dem Wüstensand hervorragen und von Detritus bedeckt sind.

Ägirin-Riebeckit-Granite, 1. Typus: Zahlreiche Einsprenglinge von Quarz und Feldspat liegen in einem sehr feinkörnigen Gemenge der gleichen Minerale und unregelmäßiger Körner von Ägirin und Amphibol. 2. Typus: Die Quarz- und Feldspateinsprenglinge sind sehr spärlich, die Grundmasse überwiegt, doch treten Ägirin und Amphibol einsprenglingsartig auf. Der Feldspat ist Orthoklas, Albit und Mikroperthit, der Amphibol ist von zweierlei Art, riebeckitartig und katophoritartig. Chemische Zusammensetzung von Typus 2: SiO_2 75,25, TiO_2 0,19, Al_2O_3 11,60, Fe_2O_3 0,78, FeO 3,00, MgO 0,39, CaO 0,70, Na_2O 3,98, K_2O 4,20, Glühverlust —; Sa. 100,09.

Die Gesteine ähneln den Paisaniten OSANN's, unterscheiden sich jedoch von diesen durch ihre mikrogranitische Struktur, sowie gewisse Abweichungen des Amphibols von reinem Riebeckit.

In Afrika treten zwei petrographische Provinzen alkalireicher, quarzhaltiger Gesteine auf. Die eine repräsentiert das Tschad-See-Gebiet, zu welchem obige Gesteine, sowie die Ägirinaugite des Äir und die Ägirinrhyolith vom Südufer des Tschad gehören. Die andere Provinz ist in Abessynien gelegen, ungefähr auf dem gleichen Parallelkreise wie Zinder; hierher gehören u. a. die von PRIOR untersuchten Paisanite; es schließen sich die Gesteine der Somali-Dankali-Wüste, sowie solche vom Naivasha-See im SSW. des Kenia an. Johnsen.

A. Lacroix: *Les roches éruptives basiques de la Guinée française.* (Compt. rend. 140. 1905. 410—413.)

Französisch Guinea baut sich aus kristallinen Schiefern und Eruptivgesteinen auf, die auf große Strecken hin von fossil-freiem Sandstein bedeckt sind. Betreffs der Eruptivgesteine war bisher nur Granit bekannt. Es handelt sich um Biotitgranite. Außerdem aber trifft man Peridotite, Gabbros und Diabase an. Der Peridotit gehört zu dem Wehrlit-Typus; zum Olivin und Diallag tritt hier zuweilen noch etwas Chromit, Biotit und Bytownit. Der Olivin ist z. T. serpentinisiert, der Diallag etwas uralitisiert.

Der Gabbro zeigt 2 Typen. Der eine besteht aus Labrador und Diallag und durchsetzt gangförmig den Peridotit; der andere besteht aus Bytownit, braunem Augit und führt gewöhnlich etwas Bronzit und zuweilen etwas Olivin.

Die Diabase treten in zahlreichen Lagern auf, ihre Struktur ist mittelkörnig und ophitisch, der Feldspat basischer Andesin bis Labrador-Bytownit.

Alle diese Gesteine sind unter der Oberfläche auffallend frisch; es scheint, daß in den Tropen die Verwitterungsprozesse sehr intensiv erfolgen, jedoch nicht tief in das Gestein eindringen, während die langsame Verwitterung der gemäßigten Zonen oft das ganze Gestein gleichmäßig ergreift. Hier und da ist Lateritbildung zu beobachten, so sind die Plagioklase in der Diabasrinde oft ganz durch Hydrargillit pseudomorphosiert, die Eisenmagnesiasilikate durch Limonit.

Johnsen.

A. Lacroix: *Les syénites néphéliniques des îles de Los (Guinée française).* (Compt. rend. 141. 1905. 984—988.)

Die Inseln des Los-Archipels, der unweit der Küste von Guinea gegenüber Conakry liegt, bestehen aus Nephelinsyeniten, die ein z. T. pegmatitisches, z. T. feinkörniges Ganggefolge haben. Die Gesteine sind leukokrat und bestehen zu 90 % aus Feldspaten und Feldspatoiden. Sie variieren im übrigen sehr nach Mineralbestand und Struktur, lassen sich aber um 2 Extreme gruppieren: 1. Augit-Hornblende-Nephelinsyenit und 2. Ägirin-Nephelinsyenit.

1. Der herrschende Feldspat ist Orthoklas, daneben tritt Albit auf, der Nephelin ist von mehr oder weniger Sodalith begleitet, der zuweilen z. T. durch Nosean ersetzt ist; die beiden letzteren sind teilweise in Cancrinit, Muscovit, Analcim oder Mesotyp umgewandelt. Der Pyroxen ist Ägirinaugit, die Hornblende barkevikitisch und zuweilen von etwas Biotit begleitet. Ziemlich reichlich tritt Titanit auf, außerdem etwas Titaneisen, zuweilen Melanit und meist große Leisten von Rinkit. Ist die Struktur körnig, so werden die Metasilikate, der Sodalith und ein Teil des Nephelin von Feldspat umkränzt, ist dieselbe porphyrisch, so treten Orthoklas und Nosean als Einsprenglinge auf.

2. Der Feldspat ist Mikroperthit, der Nephelin ist reichlicher als in 1. und herrscht vor dem Sodalith vor. Ägirin tritt in einer grünen und in einer gelben Varietät auf [Ägirin + Akmit? Ref.], die oft beide in einem und demselben Kristall vorhanden sind. Der Amphibol ist arfvedsonitisch, außerdem tritt Lävenit und gewöhnlich auch Astrophyllit auf, ersterer auffallenderweise so reichlich wie der Ägirin und oft in großen Kristallen, die -- wenigstens in der Prismenzone -- scharf begrenzt sind; seine Absorption ist diejenige des norwegischen: $c > b > a$. Außerdem finden sich Fluorit, Bleiglanz, Cancrinit, Grossular und Analcim. Die Struktur ist wesentlich foyaitisch; die Feldspate sind tafelig nach (010. ihre Interstitien werden vom Arfvedsonit und Astrophyllit, zuweilen auch vom Lävenit und Ägirin ophitisch ausgefüllt. Das Ganze ist durchsetzt von großen Nephelin- und Sodalithkristallen.

3. Die Pegmatitgänge erreichen 1 m Mächtigkeit, sie sind öfters am Salband grobkörniger als im Innern und entsprechen gewöhnlich demjenigen Syenit, den sie durchsetzen. Die Gesteine sind oberflächlich lateritisiert, die zersetzenen Partien bestehen zuweilen lediglich aus Hydrargillit.

Analysen:

	1.	2.	3.
SiO ₂	55,95	56,10	55,55
TiO ₂	1,60	0,21	0,26
ZrO ₂	—	0,31	—
Al ₂ O ₃	20,10	21,80	23,70
Fe ₂ O ₃	0,91	2,26	2,27
FeO	1,98	0,87	1,73
MnO	—	0,58	0,66
MgO	1,20	0,83	0,93
CaO	2,66	0,88	0,86
Na ₂ O	5,58	9,85	8,35
K ₂ O	7,60	4,35	3,92
Cl	0,16	0,45	—
Glühverlust	2,52	1,66	2,64
Sa.	100,26 ¹	100,15	100,87

Johnsen.

H. Arsandaux: Sur l'extension des roches alcalines dans le bassin de l'Aouache. (Compt. rend. 140. 1905. 449—451.)

Am Oberlauf des Aouache in Ostafrika treten Ergußgesteine auf, die den durch Verf. vom Unterlauf jenes Flusses beschriebenen ähnlich sind. Ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge nach sind es:

1. Porphyrisch struierte Basalte und Labradorporphyrite.
2. Alkaligesteine.
3. Doleritisch struierte Basalte und Labradorporphyrite.

¹ Verf. gibt 100,16 an.

Unter den Alkaligesteinen herrschen grüne glasige Pantellerite mit ausgeprägter Fluidalstruktur und Einsprenglingen von Anorthoklas, Sanidin und Cossyrit; Quarz, grüner Augit, Ägirinaugit und Ägirin treten in sehr wechselnden Mengen auf.

Es folgen schließlich die Analysen von 6 Pantelleriten des Aouache-Gebietes:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO ₂	71,4	69,1	71,0	68,5	72,2	71,7
Al ₂ O ₃	11,8	10,5	10,1	12,1	12,4	14,2
Fe ₂ O ₃	5,6	3,6	6,0	6,2	3,0	1,6
FeO	1,4	6,4	2,3	2,2	2,4	1,6
MgO	0,6	0,1	Spuren	0,1	0,5	0,4
CaO	0,2	0,4	0,6	0,6	0,1	Spuren
Na ₂ O	4,2	6,2	5,2	6,1	4,4	3,8
K ₂ O	4,3	4,3	5,1	4,5	4,3	4,6
Glühverlust	1,4	0,0	0,9	0,2	0,4	2,2
Sa.	100,9	100,6	101,2	100,5	99,7	100,1

Als Summe der Analyse V gibt Verf. 100,4 an. Johnsen.

A. Michel-Lévy: Examen pétrographique de quelques roches volcaniques des îles Tuamotou et de l'île Pitcairn. (Compt. rend. 141. 1905. 895—897.)

Auf den Tuamotou-Inseln und auf der Insel Pitcairn im Pazifik treten Feldspatbasalte auf, die z. T. in Andesite übergehen. Der Feldspat ist Ab₁An₁ bis Ab₁An₃. Olivin ist reichlich vorhanden. Auf Pitcairn finden sich auch Trachyt-Bimssteine von fast ganz glasiger Beschaffenheit. Johnsen.

E. Gourdon: Les roches éruptives grenues de la Terre de Graham recueillies par l'expédition antarctique du Dr. CHARCOT. (Compt. rend. 141. 1905. 1036—1038.)

Verf. beschreibt kurz Amphibolgranite und Quarzdiorite, sowie Uralitgabbros von Grahamsland. Die beiden ersten sind offenbar sehr nahe verwandt, sie führen beide basische endogene Einschlüsse, der gegenseitige Kontakt ihrer Massive ist leider durch ewigen Schnee verdeckt. Die Gesteine sollen noch chemisch untersucht werden. Johnsen.

A. C. Lane: Studies of the Grain of Igneous Intrusives. (Bull. Geol. Soc. of America. 14. 369—384. 5 Taf. 1903.)

—: Porphyritic Appearance of Rocks. (Ibid. 14. 385—406. 1903.)

Die zweite Abhandlung, über die ihrem Inhalt nach zuerst berichtet werden muß, unterscheidet fünf ihrer Entstehungsweise nach auseinander zu haltende Gruppen von Einsprenglingen (Phenocrysts), gibt aber die Möglichkeit zu, daß noch mehr verschiedene Gruppen aufgefunden werden können. Verf. geht von der Annahme aus, daß das Erdinnere fest ist und seine Bestandteile unter der Einwirkung des hohen Druckes ihre dichteste Gestalt besitzen, d. h. in kristallisierter Form verfestigt sind; durch Nachlassen des Druckes verflüssigen sich die Massen ganz oder teilweise, werden bei wieder zunehmendem Druck, ebenso bei abnehmender Temperatur, unter der Einwirkung sich entwickelnder Mineralisatoren wieder fest und können mehrfach den Prozeß der Verflüssigung und Verfestigung durchmachen.

Die fünf Gruppen sind:

1. Brotkristalle, *food phenocrysts*, korrodierte Überreste einer uralten Verfestigung in der Tiefe, deren Produkte durch Verflüssigung das spätere Magma lieferten, verwandt mit LACROIX' „enclaves homoeogènes“. Hierhin stellt Verf. die Quarzeinsprenglinge mancher Porphyre, die Biotit- und Hornblendeeinsprenglinge mancher Basalte.

2. Rhyokristalle (F. E. WRIGHT), *floating phenocrysts*, gebildet während der eigentlichen Eruption und demgemäß gern fluidal angeordnet. Hierhin rechnet Verf. manche Feldspateinsprenglinge, scharf begrenzte, infolge des Wechsels der Zusammensetzung des Magmas gern deutliche Zonarstruktur mit ausgeprägtem Wechsel der Substanz aufweisende Kristalle. Naturgemäß beginnt die Bildung dieser Kristalle am Rande der Eruptivmasse, durch Strömungen werden sie aber in das Innere geführt.

3. Eokristalle, *early phenocrysts* nennt Verf. Kristalle, deren Bildungsbedingungen den Verhältnissen des Magmas unmittelbar nach der *mise en place* nahe stehen. Bildungen dieser Art sind naturgemäß nach dem Zentrum hin größer als am Rande; ihrem Alter nach sind sie die ältesten der jüngsten Bildungsperiode — ihr innerster Kern kann sehr oft zur zweiten Gruppe gehören.

4. Oriokristalle, *border phenocrysts* sind Kristalle, deren Bildungsbedingungen ungefähr in der Mitte zwischen den Temperaturen der injizierten Masse und des Nebengesteins liegen; sie sind am Salband größer als in der Mitte. Lage ihre Bildungstemperatur genau in der Mitte, so müßten sie theoretisch am Salband unendlich viel größer als in der Mitte sein; tatsächlich ist ihre Korngröße auch gegen geringe Temperaturschwankungen sehr empfindlich, so daß im Salbande neben sehr großen auch kleinen Individuen sich finden.

5. Metakristalle, *metamorphic phenocrysts* sind die durch Metamorphose in verfestigten Gesteinen entstehenden großen Neubildungen (Stauolith, Chloritoid, Granat etc.).

Es folgt in der Abhandlung die Ableitung von Formeln für den Zusammenhang zwischen der Korngröße der Eokristalle und Oriokristalle einerseits, der Temperatur des Magmas, des Neben-

gesteins und der Bildungstemperatur der einzelnen Minerale, der Entwicklung einer schmalen oder breiten Kontaktzone und der Entfernung der Individuen vom Salbande resp. Zentrum anderseits. Umgekehrt ist es möglich, mit Hilfe der Formeln aus der Korngröße der Minerale in einer Serie von Proben eines Ganges, deren Stellung in diesem Gange bekannt ist, Schlüsse auf die Verhältnisse des Magmas bei der Injektion zu ziehen. Für diese Ableitungen muß auf das Original verwiesen werden (vergl. hierfür auch dies. Jahrb. 1898. I. - 76—77- u. 1900. II. - 224—226-).

Die an erster Stelle stehende Abhandlung enthält Beobachtungen über die Korngröße spez. von Augit in einer Reihe chemisch ähnlicher Diabase, aus dem „Grünstein“-Ophit von der Isle Royal, aus dem Palisade-Trap, d. h. der großen Intrusivmasse der Palisaden des Hudson, New Jersey etc., für die trotz ihrer Ähnlichkeit aus dem durchaus verschiedenen Verhältnis der Korngröße in entsprechenden Teilen der Vorkommen auf bedeutende Unterschiede der Temperatur des Magmas bei seiner Injektion geschlossen werden muß.

Milch.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

S. F. Emmons: Los Pilares Mine, Nacozari, Mexico. (Econ. Geol. 1. 1906. 629—643.)

Die Kupfergruben Los Pilares liegen bei der Stadt Nacozari in Mexiko.

Die geologische Geschichte dieser Lagerstätte weist nach Verf. folgende drei Epochen auf: Zuerst die Bildung von Verwerfungen und Breccien. Letztere wurden durch Kieselsäure und Metallsulfide verkittet. Dann folgten gangförmige Diabaseruptionen und zuletzt abermals Spaltenbildungen und Verwerfungen.

Das Originalzement der Breccien bildet Quarz, Pyrit und Kupferkies, dem selten Zink, sowie eine Spur von Gold, Silber und Arsen beigemengt ist. Als sekundäre Produkte findet man Bornit und Kupferglanz. Die Entstehung des Erzes ist hydogen.

O. Stutzer.

L. O. Kellogg: Sketch of the Geology and Ore Deposits of the Cochise Mining District, Cochise County, Arizona. (Econ. Geol. 1. 1906. 651—659.)

Die Kupfergruben von Cochise liegen im südöstlichen Teile von Arizona und im südwestlichen Teile von Cochise County. In der Umgegend der Gruben finden wir: Granit, Glimmerschiefer, Quarzit, Kalkstein. Der Kalkstein führt Granat, Kupfer- und Zinksulfide. Alle Gesteine werden von Quarzgängen durchsetzt, die im Granit Wolfram führen. Die Kupfererze kommen besonders im Kalkstein vor, meist auf Schichtflächen oder Spalten. Gestalt und Mächtigkeit des Erzes ist großen Schwankungen unterworfen. Als Erz findet man: Kupferkies, Bornit, Malachit und

Kupferglanz, selten Chrysokoll, Azurit und Cuprit, noch seltener Tenorit und ged. Kupfer. Zinkblende tritt bisweilen in den granatreichen Zonen auf. Sie ist älter als Kupferkies. Als Gangmineralien haben wir Granat, Quarz, Calcit und bisweilen Epidot. Die Mineralien weisen auf eine Kontaktlagerstätte hin.

O. Stutzer.

W. Lindgren: The genesis of the copper-deposits of Clifton-Morenci, Arizona. (Transact. Am. Inst. Min. Eng. **35**, 1905. 511—550; Zeitschr. f. prakt. Geol. **14**, 1906. 81—83.)

Dieser Aufsatz nimmt zur Frage der Entstehung der Kontaktlagerstätten Stellung. Während KLOCKMANN der Auffassung ist, daß im wesentlichen nur eine Umkristallisierung der schon primär in den metamorphosierten Gesteinen vorhandenen Bestandteile stattfand, vertritt LINDGREN insbesondere für die Morenci-Lagerstätte die Zuführungstheorie, nach welcher sich aus den abkühlenden Magmen Lösungen abgespalten und sich mit den metamorphosierten Gesteinen vereinigt hätten. Er unterscheidet zwei Stadien: den eigentlichen Kontaktmetamorphismus und den späteren Hydrothermalmetamorphismus. Während bei ersterem es sich um gasförmige Lösungen handelte, die infolge der hohen Temperatur und des Gasdruckes sehr starke Veränderungen des Nebengesteines hervorbrachten, hätten die späteren wässerigen Lösungen, die nur eine Nachwirkung darstellten, sich hauptsächlich an Risse und Spalten gehalten. Als Faktoren für die Stärke der Zuführung macht LINDGREN einerseits die Aufnahmefähigkeit des Nebengesteines, anderseits die Menge und den Charakter des magmatischen Wassers verantwortlich. Er schildert sodann die Momente, die dafür sprechen, daß im speziellen bei der Morenci-Lagerstätte eine „Zufuhr“ stattgefunden habe.

A. Sachs.

J. F. Kemp: Secondary Enrichment in Ore-Deposits of Copper. (Econ. Geol. **1**, 11—25, 1905.)

Die letzten fünf Jahre haben manche neue Vorstellung in die Erzlagerstättenlehre eingeführt. Es sei erinnert an die Hypothese von der geringen Tiefe des meteorischen Grundwassers, an den Einfluß des magmatischen Wassers und an die sekundäre Anreicherung des Metallgehaltes in Lagerstätten. Gerade die letzte Hypothese ist von praktischer Bedeutung, und besonders wichtig für Kupferlagerstätten.

Kupfer ist in fast allen seinen Zusammensetzungen ein besonders lösliches Metall. Aus den Lösungen kann der Metallgehalt dann wieder ausgefüllt werden meist durch organische und kohlensäurehaltige Substanzen, aber auch durch Schwefel, der z. B. im Pyrit oft im Übermaß vorhanden ist. Der Einfluß des Nebengesteines ist bei der Bildung sekundärer Mineralien von Bedeutung. In Eruptivgesteinen bildet sich als Produkt der sekundären Anreicherung hauptsächlich Kupferglanz, Kupferindig und Kieselkupfer, im Kalkstein meist blaue und grüne Carbonate und rote

bb*

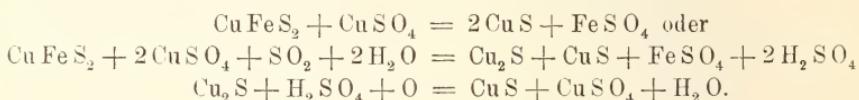
Kupferoxyde. Fast allgemein wird als Ausgangspunkt der sekundären Kupfererze der Kupferkies angesehen. Dies trifft auch zu für Lagerstätten vom Typus Sudbury, wo Kupferkies und Magnetkies in einem basischen Eruptivgestein zerstreut sind. Ebenso ist dies der Fall bei Eastern Green Mountains und bei Ducktown. An anderen Stellen war jedoch kupferhaltiger Pyrit Ausgangspunkt der sekundären Kupferanreicherung, z. B. bei Butte in Arizona.

Es folgt dann eine kurze genetische Besprechung einzelner nordamerikanischer Kupfermineralien.

Chalcopyrit, CuFeS_2 , ist gewöhnlich primärer Entstehung. Zweimal ist er auch als sekundäres Mineral beobachtet: Bei Butte fand sich Covellin, dessen Sprünge von jüngerem Kupferkies ausgefüllt waren, und die mikroskopische Untersuchung eines Bornites ergab ebenfalls als jüngste Bildung Kupferkies.

Bornit, Cu_3FeS_3 , ist meist sekundärer Entstehung. In den Copper Mountains kommt er aber auch als primäres Mineral in Pegmatiten vor.

Covellin, CuS , ist stets sekundäres Mineral. READ vermutet folgende Entstehung:



Von Bornit ausgehend gab CATHERINET folgende Gleichung:



Kupferglanz, Cu_2S , tritt stets sekundär auf. WINCHELL machte folgenden Versuch: In eine schwach saure Lösung brachte er kupferhaltigen Pyrit (mit 1,50 Cu) von den Butte-Gängen. Die Lösung enthielt etwas SO_2 . Nach drei Monaten war der Pyrit mit einer schwarzen Kruste von Kupferglanz überzogen. Fehlte bei diesem Versuche SO_2 , so blieb der Pyrit glänzend, und zeigte selbst nach zwei Jahren keine Veränderung. In der Natur kann sich SO_2 durch den Einfluß von CuSO_4 auf Pyrit und Chalcopyrit bilden. Auch verschiedene andere reduzierende Agentien lassen SO_2 entstehen. Kupferglanz bildet sich besonders gerne auf Gängen, die in kiesel-säurereichen Gesteinen aufsetzen, wie in den Graniten von Butte, in dem Glimmerschiefer von Ducktown und dem Porphyrr von Morenci, Cananea und Bingham.

Enargit, $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_5$ und Famatinit, $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_5$ sind meist sekundärer Entstehung, können aber in einzelnen Fällen auch primär entstanden sein.

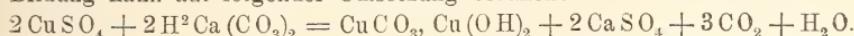
Tetrahedrit, $4\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ und Tennantit, $4\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$ sind ebenfalls meist sekundärer Entstehung; bisweilen aber auch primär, z. B. bei Clear Creek Co., Colorado.

Melaconit, CuO bildet sich als Oxydationsprodukt bei Überschuß an Sauerstoff. Bei weniger Sauerstoff entsteht Cuprit.

Cuprit, Cu_2O findet sich oft im eisernen Hute. Unvollständige Oxydation oder Reduktion von Sulfaten und Carbonaten haben Cuprit

entstehen lassen. Pseudomorphosen von Malachit nach Cuprit sind bekannt. In Amerika kommt Cuprit besonders in den südöstlichen Arizona-Gruben vor.

Malachit und Azurit, CuCO_3 , Cu(OH)_2 und 2CuCO_3 , Cu(OH)_2 bilden die gewöhnlichsten Oxydationsprodukte der Kupfersulfide. Ihre Bildung kann auf folgender Umsetzung beruhen:



Chrysokoll, CuO , SiO_2 , $2\text{H}_2\text{O}$ bildet sich besonders in porösen Silikatgesteinen, wie in Tuffen. Seine Bildung erläutert folgende Formel: $\text{CuSO}_4 + \text{H}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 + \text{H}_4\text{SiO}_4 = \text{CuO}_1\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2$.

Gediegen Kupfer ist endlich das letzte Reduktionsprodukt aller Kupfermineralien.

O. Stutzer.

E. C. Sullivan: The Chemistry of Ore-Deposition - Precipitation of Copper by Natural Silicates. (Econ. Geol. 1. 67—73. 1905.)

Sehr fein verteilte feste Substanzen, z. B. Kaoline, nehmen aus Salzlösungen Basen auf und geben zur gleichen Zeit von ihrem eigenen Bestande etwas ab. Einige schwer zersetzbare Silikate reagieren ähnlich mit Salzen von Schwermetallen, z. B. von Kupfer.

Verf. verwandte zu seinen Versuchen ganz reine und fein ausgeschlammte Substanzen: Kaolin, Ton, Orthoklas, Albit, Mikroklin, Pyrit, Biotit. Diese Substanzen wurden mit Kupfersulfatlösung behandelt. In der nach einiger Zeit abfiltrierten Lösung war ebensoviel Kupfer verschwunden, als Alkali hinzugekommen war. Je feiner das Pulver, um so größer war die Oberfläche der betreffenden Mineralien, und um so mehr Kupfer konnte sich niederschlagen. Biotit fällt in einzelnen Fällen das Kupfer ganz aus. Feldspat hält mehr Kupfer zurück als Kaolin und Pyrit.

Es bestätigte sich bei diesen Versuchen auch wieder der Satz, daß von zwei Substanzen, die sich gegenseitig ersetzen können, die weniger lösliche immer die konstantere ist und die leichter lösliche verdrängt.

O. Stutzer.

G. Steinmann: Die Entstehung der Kupfererzlagerstätte von Corocoro und verwandter Vorkommnisse in Bolivia. (ROSENBUSCH-Festschrift. 1906. 335—368. Mit 2 Taf. u. 4 Textfig.)

Bei Corocoro im bolivianischen Hochplateau und unbedeutender auch an einigen anderen Stellen des letzteren finden sich „schichtige“ Kupfererzlagerstätten, besonders von gediegenem Kupfer. Sie ziehen im Sandstein annähernd parallel der Streichrichtung der Cordillere hin. Die betreffenden Sandsteine verteilen sich über eine Strecke von 750 km in N.—S.-Richtung, nämlich vom Titicaca-See bis in die Wüste Atacama, während die Breite der Erzzone etwa 30—40 km beträgt. Letztere fällt zusammen mit der Verbreiterung, welche die Cordillere südlich vom Titicaca-See erfährt; auf dieser Strecke vollzieht sich die Umbiegung der Streichrichtung von NNW.—SSO. nach N.—S., und

dieser Umbiegung folgt auch die Erzzone, die wesentlich auf die interandinische Hochfläche der bolivianischen Cordillere beschränkt ist.

Die Rotsandsteine oder Pucasandsteine sind nach den neueren Fossil-funden (1903) als cretaceisch zu bezeichnen.

Corocoro liegt auf einer unverkennbaren Antiklinallinie des Pucasandsteins; zudem verläuft auf der linken Talseite des Rio Corocoro eine Verwerfungs linie, längs deren steil westlich fallende konglomeratische Sandsteine des Westflügels in unmittelbare Berührung mit weniger steil fallenden roten Tonen und Sandsteinen des Ostflügels kommen. Längs der sehr steilen Überschiebungsfäche ist die untere Abteilung des Pucasandsteins gegen O. über die mittlere hinübergeschoben; die vertikale Verschiebungskomponente wird auf 500 m zu schätzen sein. Die Vorkommnisse des Kupfersandsteins bei Corocoro beschränken sich auf eine 2 km breite und 3—4 km lange Zone zu beiden Seiten der Dislokationslinie. In den groben Sandsteinen tritt das Erz in mächtigen Bänken, in den Tonen und feinkörnigen Sandsteinen in dünnen Lagen auf. Die geologischen Niveaus des Erzes zu beiden Seiten der Verwerfungsfläche sind nach obigem vollkommen verschieden. Diese Niveau-Unbeständigkeit spricht entschieden für Epigenese, denn die Ablagerung von Kupfer während der Bildung eines viele hundert Meter mächtigen Schichtenkomplexes läßt sich mit der geringen Horizontalverbreitung kaum in Einklang bringen. Auch im kleinen kann von Niveau-Beständigkeit nicht die Rede sein, da das Kupfer die roten Schieftone deutlich gangförmig durchsetzt. Für Epigenese war bereits SUNDT energisch eingetreten; im Gegensatz zu diesem aber, der eine Reduktion von $CuSO_4$ und $CuCl_2$ durch organische Einschlüsse der Schichten annimmt, vermutet STEINMANN infolge der Armut des Sandsteins an Fossilien und an Bitumen, daß vielmehr der Schwefel von CuS durch das Fe_2O_3 des Sandsteins zu H_2SO_4 oxydiert und so $Cu + FeSO_4$ gebildet wurde, wofür auch die regelmäßige Entfärbung des roten Sandsteins rings um die einzelnen Erzvorkommen sowie die Paragenese von Gips spricht; neben $FeSO_4$ hat sich wohl auch $CaSO_4$ und $MgSO_4$ gebildet.

Die kupferführenden Lösungen bringt STEINMANN im Gegensatz zu FORBES mit dem Empordringen der benachbarten Diorite in Zusammenhang, welches gleichzeitig mit der wahrscheinlich miocänen Auffaltung eintrat.

Johnsen.

Ed. Walker: Die Spassky-Kupfergruben in Südwestsibirien. (Ref. Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 95—96.)

Die Gruben liegen bei Yuspensky, 500 engl. Meilen südlich von Petropawlowsk. In einem aus Schiefern, feinkörnigen bis konglomeratischen (z. T. Eruptivmaterial) Sandsteinen und untergeordnet aus Porphyrit bestehenden Schichtenkomplex scheinen von einer Bruchzone aus — die meist, wenn auch nicht immer, mit der Grenze von Schiefern und Sandsteinen zusammenfällt — die Sandsteine mit Kupferglanz und Buntkupfererz im-

prägniert worden zu sein. Die reichsten Erze finden sich an der Grenze der steil einfallenden Schiefer und Sandsteine. Zwei Erzfälle (115 Fuß Länge, 33 Fuß Mächtigkeit, 280 Fuß Tiefe, bzw. 250, 25, 350 Fuß) werden heute hauptsächlich von einer englischen Gesellschaft abgebaut.

A. Sachs.

V. Rosicky: *Betrachtungen über die Entstehung der Kupfererze an der böhmischen Seite des Riesengebirges.* (Abh. d. böhm. Akad. 1906. No. 37. 60 p. Mit 1 Taf. Böhm. mit deutsch. Résumé.)

In einer geologischen Einleitung konstatiert Verf. u. a. die völlige Übereinstimmung der Braunauer Porphyre mit Bezug auf mikroskopische Beschaffenheit und gegenüber den Melaphyren jüngeres Alter mit denjenigen, über die Ref. im Jahre 1900 aus der Gegend unter dem Kozákov berichtet hat (vergl. dies. Jahrb. 1902. I. - 63 -). Besonders deutlich zeigt sich dies am Porphyr von Beutengrund in Preußisch Schlesien. Nach einer eingehenden historischen Erörterung bespricht Verf. folgende Vorkommen von Kupfererzen:

I. Im Granitporphyr von Běloves bei Náchod, der einen Hämatitphyllit durchbricht und Schollen davon einschließt, treten vorherrschend Kupritadern auf; neben Rotkupfererz kommt selten auch Kupferglanz vor. Die Kupritadern schwellen bisweilen zu Knollen und Nestern von beträchtlicher Größe an; in diesen trifft man Hohlräume, in denen Oktaeder oder (111), (100), (110) von Kuprit vorkommen, sowie winzige Kriställchen, die sich als Olivinit erwiesen; neben dem nicht ganz sicheren Schlaggenwalde ist dies die einzige böhmische Lokalität dieses Minerals; neu für Böhmen ist der Tirolit, der ebenfalls selten in diesen Hohlräumen gefunden wurde. Ferner treten hier auf: sekundärer Malachit. Chrysokoll, Quarzkristalle von bis 5 cm Länge, Kalkspat, aneritähnliches Carbonat, Rot- und Brauneisenerz und Wad. Interessant ist das Zusammenvorkommen von Kuprit und Hämatit, welches die Vermutung nahelegt, daß der letztere den ersteren aus den Lösungen adsorbiert hat; Verf. hat KOHLER's Versuch über die Adsorptionsfähigkeit des Kaolins mit gleichem Erfolge auch mit Eisenoxyd durchgeführt.

Der Melaphyr von Rosenthal bei Braunau enthält in analoger Weise auf seinen Klüften Inkrustationen von Roteisenerz mit Malachit.

II. In kristallinen Schiefern des Kiesberges im Riesengrunde unter der Schneekoppe gehört das durch seine Scheelite bekannte Erzlager einer durch den Granit metamorphosierten Kalksteineinlagerung an. Die Erze, hauptsächlich Magnet-, Arsen- und Kupferkies treten in dreierlei Gesteinen auf: Erlanen (Kalksilikathornfelsen), Quarz- und Kalkgesteinen.

a) Die Erlane bestehen teils meist aus Malakolith und Granat, welch letzterer auch hier der jüngere ist, ferner enthalten sie Epidot, sekundären Talk, Chlorit, Aktinolith, sowie etwas Quarz. Der Magnetkies

ist, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, jünger als die Umbildung von Malakolith zu Aggregaten von Aktinolith, folglich erst in fertigen Erlan eingedrungen.

b) Quarzgesteine bilden Übergänge zu den vorigen, und in ihnen ist ebenfalls das spätere Eindringen der Erze deutlich zu beobachten. Ein Quarzfluoritgestein bildet die Unterlage der bekannten Scheelite.

c) Dolomitische Kalksteine sind kristallinisch-feinkörnig und enthalten Granat, Chlorit, Antigorit und Phlogopit; die Kiese treten in ihnen in Adern auf.

Die Kiesberger Lagerstätte zeigt eine Analogie mit derjenigen von Kupferberg-Rudolstadt in Schlesien.

III. Ober-Rochlitz war im vorigen Jahrhundert längere Zeit hindurch eine Stätte regen Bergbaues. Die drei Gesteinstypen vom Kiesberg kehren auch hier wieder. Die Erlane sind sehr feinkörnig bis fast dicht, enthalten neben Pyroxen viel Epidot, weiter auch Prehnit, Zoisit, Quarz, Orthoklas und Albit, sowie etwas Fluorit. Auch hier erscheint der Kupferskies in Dünnschliffen als deutlich später eingedrungene Bestandteile. Die Quarzgesteine enthalten ebenfalls Epidot, Klinozoisit, Fluorit und auch stengeligen Aktinolith, wahrscheinlich auch Wollastonit; in den Klüften erscheint Chrysokoll, Allophan, Kupferschwärze und Brauneisenerz. Die Kalksteine sind fast magnesiafrei, enthalten Granat und Pyroxen und werden von Chalkopyrit- und Bornitadern durchsetzt.

IV. In den permischen Sedimenten ist der Chalkosin das ursprüngliche Erz. Seine lappigen Umrisse, Adern und Trümmer beweisen auch hier sein späteres Eindringen ins Gestein. Es wurden folgende Lokalitäten untersucht:

a) Rybnic, wo die kupferglanzhaltigen Gesteine zumeist von dichtem hornsteinartigem Habitus sind und aus Quarz und Chlorit bestehen; durch Zunahme von Feldspatindividuen gehen sie in arkosenähnliche Gesteine über. In den Dünnschliffen beobachtet man u. a. das Eindringen von Chalkosin in kataklastisch alterierte Plagioklaskörper.

b) Kozinec bei Starkenbach: glimmerhaltige Arkosensandsteine von grünlichgrauer Farbe und feinem Korn enthalten sehr viel Malachit, nur selten noch den ursprünglichen Chalkosin, der besonders in der Nähe von Kohlenpartikeln angehäuft ist und wiederum u. d. M. sich deutlich als später eingedrungener Bestandteil erweist.

c) Unter-Wernersdorf bei Braunau: bei der Sophienhütte, wo in den neunziger Jahren ein Wiederbelebungsversuch unternommen worden, fand Verf. auf der Halde arkosenartige Konglomerate des unteren Perms, unter deren klastischem Materiale u. a. auch Porphyr- und Melaphyrbruchstücke vorkommen; in einer sandig-mergeligen Lage ist viel Kaolin vorhanden und die Erze, Chalkosin und Pyrit stellen auch hier die jüngsten Bestandteile des Gesteins dar.

d) Bei Koštálov-Oels ist in feinkörnigen Arkosensandsteinen der Chalkosin mit Rot- und Brauneisenerz vergesellschaftet und alle drei — wie am Kozinec — an den Kohlenlagen angehäuft.

e) Von Ober-Kalná lagen dem Verf. nur sandige Schiefer mit Azurit und Malachit, jedoch keine Proben mit ursprünglichen Erzen vor.

Der Bergbau auf Kupfererze liegt jetzt im ganzen Riesengebirge dahieder, keine einzige Grube ist im Betriebe.

Die Resultate der Untersuchungen führen den Verf. zur Annahme des epigenetischen Ursprungs der Kupfererze an allen beschriebenen Lokalitäten. Außer den schon angeführten Beobachtungen an Dünnschliffen unterstützen diese Ansicht auch die vorhandenen Beschreibungen der früheren Bergbauaufschlüsse (HERTER, PORTH, JOKÉLY, POŠEPNÝ, GÜRICH), aus denen sich unzweifelhaft das Fehlen einer Niveaubeständigkeit und das Gebundensein der Erze an Dislokationen ergibt. Da die Erze auch in Eruptivgesteinen auf Klüften auftreten (außer Běloves und Rosental noch bei Neupaka [Kuprit] und Altpaka [ged. Kupfer]), ist die Sedimentation der Erze durch postvulkanische Thermentätigkeit erfolgt und hat sich nicht auf eine einzige Periode beschränkt, sondern sich in der Periode vom Vorcarbon bis mindestens zum jüngsten Perm mehrfach wiederholt.

Fr. Slavik.

L. Gascuel: Gisements stannifères au Laos français. (Ann. d. min. (10.) 8. 1905. 321—331.)

Die Zinnerzlagerstätten liegen in dem Tale des Nam-Patène, eines kleinen Nebenflusses des Hin-Boun, der sich bei Pak-Hin-Boun in den Mekong ergießt. „Tonige oder tonig-mergelige Sandsteine“ bilden eine Mulde zwischen massigen Kalksteinen. Quarzsande, Tone und „Mergel“ in unregelmäßiger Durcheinanderlagerung und durch Übergänge miteinander verbunden, setzen diese für tertiar gehaltenen Ablagerungen zusammen. Bisher soll in der Gegend noch kein Eruptivgestein angetroffen worden sein. Sehr seltsam wäre nach des Verf. Angaben das Vorkommen des Zinnerzes. Dieses tritt in feiner Verteilung in besonders eisenschüssigen und manchmal manganeseichen Partien desselben „Sandsteines“ auf, die häufig von Quarzschnüren durchzogen sind. Auch die letzteren hält GASCUEL für sedimentärer Entstehung. Die mitunter recht mächtigen limonitischen Einlagerungen sind durch die Zerwitterung in sandige Massen, in große Blöcke oder in Schutt aufgelöst, in denen das Zinnerz meist so fein verteilt ist, daß es kaum durch Aufbereitung gewonnen werden kann. Als Begleiter des Erzes werden Wismut, Arsenkiese und merkwürdigerweise auch Antimon genannt. [Zweifellos handelt es sich um gangförmige und eluviale Lagerstätten und es bleibt noch die Frage, ob nicht etwa der „Sandstein“ ein hochgradig zersetzter und aufbereiteter Granit ist! Ref.] Die Lagerstätten werden in primitiver Weise und in geringem Maßstabe von den Eingeborenen abgebaut.

Bergeat.

R. Fourtau et N. Georgiodès: Sur la source de Hammam Moussa près de Tor (Sinaï). (Compt. rend. 140. 1905. 166—167.)

Die Verf. untersuchten eine Therme, die an der Westküste von Sinaï, 3 km nördlich des kleinen Hafens von Tor auftritt. Sie liegt am Fuß des Gebel Hammam Mussa, des südlichsten Berges des Küstengebirges Gebel Araba, welches zwischen der Mündung des Uady Feiran und Tor das westlichste Stück der großen Synklinale von El Gara bildet.

Die mittlere Temperatur ist $+ 25^\circ$. Hieraus und aus der mittleren Jahrestemperatur von Tor, nämlich $+ 18^\circ$, ergibt sich, daß das Quellwasser aus einer Tiefe von etwa 150—200 m stammt. Das spezifische Gewicht des Wassers ist bei $15^\circ = 1,005$. Die Reaktion ist schwach sauer infolge eines Gehaltes von 0,01568 g H_2SO_4 pro 1 l.

Zusammensetzung pro l

Organische Substanz	0,0261
NaCl	6,347
Gebundene H_2SO_4	1,036
Phosphate	Spuren
Gesamte CO_2	0,542
Mg	0,542
Ca	1,034
K	0,200.

Das Quellwasser ähnelt also sehr demjenigen von Wiesbaden sowie demjenigen einer der Kissingener Quellen. Johnsen.

F. Launay et E. Maillet: Sur le débit probable des sources dans les bassins de la Seine pendant le second semestre de 1905. (Compt. rend. 140. 1905. 1616—1617.)

Die Geringfügigkeit der Quellabsätze während der warmen Jahreszeit (1. Mai bis 1. November) von 1870 und von 1874 ist s. Z. schon im Mai und Juni von BELGRAND und LEMOINE auf Grund der geringen Niederschlagsmengen der vorhergehenden kalten Jahreszeit und deren geringer Quellabsätze vorausgesagt worden; es war dies eine bemerkenswerte Anwendung des Gesetzes von DAUSSE, nach welchem in dem Bett der Seine, wo durchlässiger Untergrund vorherrscht, die Niederschläge der warmen Saison im allgemeinen den Flüssen und den Quellen wenig zu statthen kommen. Die Verf. machen ähnliche Voraussagen. Der Wasserstandsmesser an der Austerlitzbrücke in Paris zeigte während der kalten Jahreszeit 1904—1905 nicht über 2 m. Dieses Jahresmaximum ist das geringste seit 1874. Das Minimum der Marne war in der warmen Jahreszeit 1904 = 0,88 m, das ist das geringste Minimum seit 1893. Die Quelle von Cérilly hatte im Dezember 1904 das ziemlich geringe Absatzminimum von 98 Sekundenliter und im Mai 1905 den für diese Zeit außfällig geringen Absatz von 147 Sekundenlitern. Daraus schließen die

Verf.: Im 2. Halbjahr 1905 wird das jährliche Absatzminimum der Quellen eine Tendenz zu beträchtlicher Verminderung zeigen, also auch im allgemeinen geringe Ziffern für die Seine ergeben.

Weiter kann man gegen Ende Juni das Versiegen der oberen Quelle der Somme erwarten und für die Quelle von Cérilly ein Absatzminimum von 75 l und für die Quelle von Armentières ein Minimum von 260 l ca. vorhersagen.

Johnsen.

L. Cayeux: *Les minéraux des eaux de sources de Paris.*
(*Compt. rend.* 141. 1905. 229—231.)

Das Wasser von zweien der Quellen, die Paris versorgen, setzt auf dem Filter einen eigentümlichen ockergelben Niederschlag ab, der aus klastischen (suspendiert vom Wasser mitgeführten) Teilchen und aus Partikeln besteht, die sich aus der Lösung des Quellwassers abscheiden.

I. Klastische Teilchen: Tonpartikeln, eckige Quarzkörnchen von 0,01—0,5 mm Durchmesser, Pyrit in unregelmäßigen Körnchen, Rutil in abgerollten Fragmenten, Calciumphosphat in rundlichen Körnern, Orthoklas in verwitterten Kristallen, Magnetit, Glaukonit (z. T. in Limonit verwandelt), blaue Korundkörner, ein Fragment Turmalin, Zirkon?, wenige Bruchstücke von Kreide und von Chalcedon, eine Foraminifere sowie Diatomeen.

II. Absatz aus Lösung: Limonit und Calcit. Verf. will derartige Untersuchungen auf sämtliche Quellwasser von Paris ausdehnen und bemerkt, daß die eckigen Quarzkörner vielleicht die Rolle von Krankheitserregern in unserem Organismus spielen könnten. Johnsen.

Topographische Geologie.

G. Steinmann: *Geologische Probleme des Alpengebirges.*
Eine Einführung in das Verständnis des Gebirgsbaus der Alpen. (Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenver. 1906. 37. 44 p. Der Separatabdruck mit 1 Taf.)

Die glänzende Entwicklung der modernen alpinen Geologie hat sich so rasch vollzogen, daß es selbst dem Fachmann schwer wird, von allen ihren Einzelheiten aus den vielen Monographien Kenntnis zu nehmen. Nicht nur für den gebildeten Laien, den der Besuch der Alpen zum Nachforschen über die Entstehung und den Bau des Gebirges anregt, sondern auch für den Geologen, der auf anderen Gebieten arbeitet und der vielleicht mit unverhohlenem Mißtrauen von den „ungeheuerlichen“ Überschiebungen in den Alpen vernommen hat, ist eine zusammenfassende Darstellung über den heutigen Stand der alpinen Geologie ein dringendes Bedürfnis. Die vorliegende Schrift bietet eine meisterhafte Einführung in das Verständnis des Gebirgsbaus der Alpen vom Standpunkte der SCHARDT-

LUGEON'schen Theorie, die man, soweit sie den Bau des Gebirges, nicht den Mechanismus seiner Entstehung betrifft, in ihrem Prinzip gerade deshalb als gesichertes Besitztum der Wissenschaft betrachten darf, weil sie, auf Grund von sorgfältigen Einzelbeobachtungen gewonnen, durch genaue Einzeluntersuchungen fort und fort neue Stützen empfängt. Sie hat für uns die Alpen aus einem Chaos zu einer harmonischen Einheit gemacht.

Verf. geht von den relativ einfachen Verhältnissen im Juragebirge aus, um die Erscheinungen der Faltung und ihre Terminologie zu erläutern, das Wesen der Faziesverschiedenheiten zu erklären und so den Leser für die komplizierten Erscheinungen in den Alpen vorzubereiten. Als typisches Beispiel für verhältnismäßig einfache liegende Falten in den Alpen dienen die Gneis- und Kalkkeile des Berner Oberlandes. Einen verwickelteren Bau zeigt schon die Sedimentbedeckung des Mt. Blanc-Massivs in den übereinandergeschichteten Falten des Mt. Joly. Auch in den Ostalpen, so im Sonnwendjochgebirge, lassen sich derartige Erscheinungen feststellen. Von den hier beobachtbaren Schuppen zu der großen Glarner Überfaltung ist nur ein Schritt. Ihre Auffassung als einheitliche Faltendecke, die einer nordwärts gerichteten Bewegung ihre Entstehung verdankt, ist von wesentlicher Bedeutung für die Erkenntnis des alpinen Gebirgsbaus. Letzteres gilt auch von den nordschweizerischen Klippen, den Mythen usw., die nur als Reste von großen Decken verstanden werden können, deren bestehaltene Teile die sogen. „Voralpen“ zwischen Aare- und Arvetal bilden. Die Klippen haben keine Wurzeln an Ort und Stelle, sondern diese liegen im Innern der Alpen. Aber auch ihre Unterlage, die schweizerischen Kalkhochalpen, zeigen Deckenbau, wofür die Gebirge des Vierwaldstätter Sees ein ausgezeichnetes Beispiel sind.

Zum vollem Verständnis der Eigentümlichkeiten der Decken gelangt man nur durch das Studium der Vorgeschichte des Alpengebietes, die in den verschiedenen Teilen der Alpen sehr verschieden ist, wie sich das in den mannigfaltigen Faziesverhältnissen widerspiegelt. Verf. gibt eine graphische Übersicht über das Verhalten der vier großen Faziesgebiete der Alpen, des helvetischen, lepontinischen, ost- und südalpinen, für die Zeit vom Perm bis zum Alttertiär, sowie über die Mächtigkeit der Sedimente in den verschiedenen Regionen. Die Ausdehnung dieser Faziesgebiete in den heutigen Alpen wird auf einer Karte dargestellt. Die Meeresgürtel, in denen die Gesteine der helvetischen, lepontinischen und ostalpinen Region entstanden sind, lagen ursprünglich in nordsüdlicher Richtung hintereinander. Durch die erste Phase der Gebirgsbildung wurden dann diese drei Regionen zu Decken übereinandergeschoben, wobei sich innerhalb der großen Schubmassen Teildecken bildeten. In einer zweiten Phase wurden die fertigen Decken gefaltet. Endlich haben Erosion und Denudation das heutige Gebirge herausmodelliert.

Der Aufsatz ist von einer großen Anzahl sehr klarer und instruktiver Abbildungen begleitet. Dem Separatabzug ist auch das Panorama des östlichen Rhätikon vom Künihorn bei St. Antönien nach v. SEIDLITZ beigegeben.

Otto Wilckens.

H. Schardt: Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. (Verhandl. d. Schweiz. naturf. Ges. in St. Gallen. 1906. 39 p. 2 Taf. [1907.])

Die vom Verf. mit seiner Deutung der Voralpen als Überschiebungs-masse im Jahre 1893 angebahnte moderne Alpengeologie lehrt, daß die Alpen unsymmetrisch gebaut sind und alle gebirgsbildenden Bewegungen in ihnen von S. nach N. gerichtet waren. Der autochthone Nordrand des Gebirges wird von den von S. kommenden Deckfalten überflutet, nicht nur in den Schweizer, sondern auch in den Ostalpen. Bei den kristallinen Gesteinsmassen der Alpen muß man eine nördlich der Glanzschieferzone und eine südlich derselben gelegene Reihe unterscheiden. Während bei jener die Gesteinslagen senkrecht oder wenig überkippt stehen, zeigen diese eine domartige Wölbung. Schon 1898 hat Verf. in bezug auf letztere die Vermutung ausgesprochen, daß es sich um deckenartige, mit dem Stirnrand nach N. absinkende, liegende Gneisfalten („Deckmassive“) handle. Das hat seine Bestätigung nicht nur am Simplon, sondern auch an der Adula gefunden.

Verf. schildert die einzelnen Gneisdecken der westlichen Schweizer Alpen nach ihrer Ausdehnung und petrographischen Zusammensetzung. In der Simplonregion sind diese Decken am höchsten aufgewölbt, so daß die tiefsten zutage treten; von dort aus sinken sie sowohl nach W. als nach O. Wahrscheinlich verbinden sich die westlichen mit den östlichen Gneisdecken, was heute mangels genügender Erforschung des Tessiner Gneisgebiets noch nicht nachgewiesen werden kann. Verf. vermutet aber folgende Verbindung, die er auch auf der der Arbeit beigegebenen geotektonischen Karte der Schweiz im Maßstab von 1 : 1 300 000 zum Ausdruck bringt:

Arolla-Sesiagneis	— Suretta-Tambogneis,
Monte Rosagneis	— Adulagneis,
Gr. St. Bernhardgneis	— Molaregneis,
Monte Leonegneis	— Gneis südl. von Campolungo,
Lebendunggneis	— Gneis nördl. von Campolungo.
Antigoriogneis	— (verdeckt).

Die schweizerischen ostalpinen kristallinen Massive können mit diesen Gneisdecken nicht in Verbindung gebracht werden und müssen einem südlicheren Gebiet entstammen, so das Albula-, Julier-, Disgrazia-, Bernina-, Sesvenna- und Silvrettamassiv. Die Glanzschieferzone trennt die nördlichen Fächer- und die mittleren Deckmassive. Ihr jetziger petrographischer Habitus ist eine Folge tektonischer, metamorphosierender Vorgänge. Der selbe läßt den Übergang zwischen helvetischer und mediterraner Fazies, der hier ursprünglich vorhanden gewesen sein muß, nicht mehr erkennen.

Auch in den nördlichen Kalkalpen mit helvetischer Fazies liegen Deckfalten mehrfach übereinander. Man kann von W. nach O. unterscheiden.

1. die Falte der Dent du Midi, die sich aus den sechs Mt. Joli-Falten entwickelt, von denen man an jener noch etwa vier erkennen kann; östlich des Rhônetals verschmälert sie sich bedeutend und nun wölbt sich über sie die

2. Deckfalte der Diablerets. Dieselbe steigt von Ardon am Nordabhang des Rhônetales empor und sie wird überdeckt von der

3. Wildhorn-Wildstrubelfalte, die oberhalb Conthey im Rhônetal ansetzt.

Man kann ziemlich sicher sagen, daß die überdeckten Falten sich unter den überdeckenden bedeutend reduzieren.

4. Die Deckfalte des Mt. Bovin entwickelt sich oberhalb Sitten, längs der Combe d'Arbaz. Diese Falte ist stark verquetscht; sie bildet den Chamoserré, die Zabona, den Mt. Tubang und den Mt. Bovin und findet sich weiter nördlich in der Form der (schon von ISCHER richtig kartierten) Deckschollen des Laufbodenhorns. Rohrbachsteins, Scex-Rouge und Rawilhorns wieder, die mit dem Rand der Mt. Bovin-Decke durch eine unter dem Plaine-Mortegletscher hinziehende Malmmasse verbunden sind. Die mesozoischen Fetzen der „Sattelzone“ in den Voralpen stammen zum großen Teil von der Mt. Bovinfalte her. Dieselbe gehört sicher noch zur helvetischen Fazies.

Für die Verbindung der Wildstrubelfalte mit den östlichen Decken dient als wichtigste Leitlinie die tertiäre Synklinale, die unter der Wildstrubeldecke von Nusey oberhalb Siders hervorkommt und sich über die Gemmi und das Hochtürli nach Mürren, den Scheideggen und durchs Gitschental bis nach Flüelen verfolgen läßt, wo sie mit der Flyschzone verschmilzt, die die Unterlage der Glarner Deckfalte bildet. Daraus ergibt sich, daß diese letztere als Fortsetzung der Wildstrubel-Lohnerfalte betrachtet werden muß. Alles nördlich von der angeführten Tertiärzone liegende Gebiet muß wurzellos sein. Die gewaltige Glarner Deckfalte gliedert sich in Teildecken, die vorwiegend aus Kreidesedimenten bestehen, so die Wiggis—Friedlispritz—Churfürsten—Säntisdecke, die Rädertenmasse, die Drusbergdecke.

In den Voralpen („Präalpen der Stockhorn—Chablaiszone“, „Freiburger Alpen“ nach STEINMANN) bilden die Sattelzone und die mesozoischen Fetzen der äußeren Zone eine Einheit; der Gurnigelflysch dürfte mit dem Niesenflysch zu verbinden sein. Letzterer und die Sattelzone sind zurückgebliebene, die beiden anderen eben genannten Komplexe vorwärts geschobene Teile der Mt. Bovindecke.

In der Sattelzone finden sich auch noch zurückgebliebene Teile der mittleren Voralpen. Diese letzteren zeichnen sich durch das fast absolute Fehlen eines verkehrten Mittelschenkels gegenüber den helvetischen Deckfalten aus. Ihr Ursprung ist sicher südlich der Glanzschieferzone in dem Gebiete der Gneisdeckenmassive zu suchen, und noch weiter südlich als sie muß die Decke der Hornfluh- und Chablaisbrecce wurzeln. Diese überschreitet nicht die große zentrale Flyschsynklinale der mittleren Voralpen, sondern endigt hier mit einer frontalen Umbiegung. In Spuren zeigen sich Andeutungen einer noch höheren Decke (Rhätische Decke STEINMANN).

Nach SW. und NO. löst sich die Decke der mittleren Voralpen in die Klippen auf, die bis ans Rheintal reichen und zum Rhätikon hinüber-

führen, das nicht nur aus der Klippen- (Falknis-), sondern auch noch aus der Breccien- rhätischen und ostalpinen Decke aufgebaut wird.

Die Entstehung des alpinen Gebirgsbaus denkt Verf. sich folgendermaßen: Ursprünglich symmetrisch angelegte Falten wurden zu steilstehenden Büscheln zusammengedrängt, die sich im S. höher als im N. aufstauten. Infolge der Überhöhung glitten die Falten nach N. ab und wurden einerseits durch die Bewegung, anderseits durch die Last der darüberliegenden Massen zu langen Decken gestreckt. Daher stehen die Wurzeln der Decken steil und die Deckfalten selbst liegen horizontal oder tauchen abwärts. Die Auflagerung der Voralpendecken auf die helvetischen Falten fand vor der vollen Entwicklung dieser letzteren statt. Die Faltung der Decken und die Entstehung der Teildecken geschah erst während des Abgleitens nach N. Zu dieser Erklärung paßt auch die selbständige Faltung der vom jurassischen Kern losgelösten Kreidesedimente in den Teildecken. „Ein einfaches Abgleiten einer Sedimentdecke von einer kristallinen Unterlage in Form einer schießen Ebene kann zu einer Faltendecke Veranlassung geben.“

Otto Wilckens.

C. Schmidt, A. Buxtorf, H. Preiswerk: Führer zu den Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Schweizer Alpen, August 1907. Basel 1907.

Der der Basler Tagung der Deutschen geologischen Gesellschaft von der Naturforschenden Gesellschaft in Basel gewidmete Führer stellt eine Sammlung von Profilen, Karten und Ansichten dar, die sich auf das Gebiet der mit der Tagung verbundenen Exkursionen beziehen. Er soll die Mitteilungen der Exkursionsleiter verdeutlichen und vervollständigen. In diesem Sinne geschaffen, wird er zwar nicht geeignet sein, jemand, der die Gegenden gar nicht kennt, zu führen. Dazu ist der Text zu kurz gehalten. Aber er wird gleichwohl auch später noch dem Geologen, der an den Weissenstein, an den Vierwaldstättersee oder an den Simplon zieht, ein willkommener Begleiter sein. Die Profile sind z. T. extra neu aufgenommen, wie das von der Neuen Welt bei Basel und von Liesberg, z. T. sind sie Werken entlehnt, deren Erscheinen teils mit dem des Führers zusammenfällt, teils noch bevorsteht. Soweit daher der Führer Neues enthält, werden wir darauf in späteren Referaten noch zu sprechen kommen können. Die Ausstattung ist luxuriös. Prachtvoll sind die zahlreichen Photographien charakteristischer geologischer Landschaften. Otto Wilckens.

P. Termier. Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 3. 711—765. 2 Taf. 1904.)

Diese Arbeit enthält ausführlichere Angaben über die Beobachtungen und Auffassungen, die Verf. in kurzen Mitteilungen bereits veröffentlicht hat (s. dies. Jahrb. 1907. I. -267—269-).

1. Beobachtungen in den Zillertaler Alpen.

Der „Zentralgneis“ der Hohen Tauern ähnelt oft dem Gneis der Levanna und des Gran Paradiso. Gneis und „Schieferhülle“ liegen konkordant aufeinander und sie sind schwer voneinander zu trennen, wenn nicht Kalke und Serpentine zwischen ihnen auftreten. In der Schieferhülle lassen sich zwei Stufen unterscheiden, eine untere mit phyllitischen Marmoren, Quarzphylliten, Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten, und eine obere, die aus sericitischen Kalkschiefern, Glimmerschiefern und Grünschiefern besteht und eine den Schistes lustrés der französischen Alpen analoge Bildung ist. Diese Ähnlichkeit zwischen den Glanzschiefern der Hohen Tauern und denjenigen der Westalpen ist schon LORY aufgefallen. Wenn die ersten bis in die neueste Zeit immer als paläozoisch gegolten haben, so liegt das daran, daß man sie irrtümlich mit den devonischen Kalkschiefern von Murau identifiziert hat. Das Landschaftsbild der Schistes lustrés und der Schieferhüllenberge ist ganz gleichartig.

Die Glanzschiefer der Westalpen gehen in die Bündner Schiefer über. Mit diesen sind die Schiefer des Unterengadins identisch. Von diesem bis nach Sterzing, wo die Glanzschiefer der Hohen Tauern beginnen, sind es nur 60 km.

Verf. stellt folgende vier Thesen auf:

A. Die Schieferhülle ist nicht eine paläozoische Sedimentfolge, sondern ein komplexes Gebilde, in dem auch Trias auftritt.

B. Die Stufe der Kalkphyllite (Kalkglimmerschiefer, Glanzschiefer), d. h. also die obere Abteilung der Schieferhülle, ist jünger als die Trias mit Diploporen.

C. Die Schieferhülle senkt sich, konkordant von Trias bedeckt, im N. und im S. des Zillertals unter paläozoische Ablagerungen.

D. Der Kontakt zwischen Schieferhülle und Paläozoicum im N. ist manchmal durch Deckschollen überschoben, in denen Trias vorherrscht, neben der aber auch ältere Schichten vorkommen.

Zum Nachweis der These A bespricht Verf. die drei Profile Gschößwand—Astegg, Weißspitz—Flatschspitz—Wolfendorn und Pfitscher Joch—Grießcharte, die sich entsprechen und ergänzen. Die Kalke der Weißspitz sind sicher triadisch. Identisch mit ihnen sind die Kalke des Schlüsseljochs, mit denen wieder die Kalke des Wolfendorn übereinstimmen. Der Hochstegenkalk, der im Profil der Gschößwand wenig triadisch aussieht, kann nur richtig verstanden werden, wenn man ihn im Streichen verfolgt und sieht, wie er sich ändert. Er gehört auch zur Trias.

B. An der Amthorspitze und Astegg liegen die Glanzschiefer zwischen zwei gleichartigen Triasmassen, die den Diploporenkalke von Krimmel und den Dactyloporenkalke von Mauls völlig gleichen. Niemals liegen die Glanzschiefer unter dem Hochstegenkalk, der triadischen Alters ist. Somit sind die Kalkphyllite jünger als die Diploporenkalke der Trias: Dasselbe folgt aus der Übereinstimmung mit den Schistes lustrés der französisch-italienischen Westalpen, die ebenfalls posttriadisch sind.

C. Südlich des Zillertals tauchen die Kalkphyllite unter vorcarbonische

Gneise, die dem „Zentralgneis“ ganz unähnlich sind. Das Fehlen der Trias von Windisch-Matrei im Westen muß auf Ausquetschung zurückgeführt werden. Die Grenzlinie der Schieferhülle gegen die nördlich vorgelagerten Pinzgauer Phyllite paläozoischen Alters wird von den österreichischen Geologen als Verwerfung betrachtet. Die Profile der Gschößwand und der Rettelwand lehren, daß die Schieferhülle unter die paläozoischen Phyllite, wenn auch sehr steil, untertaucht.

D. Die angeblich transgressiven, auf Schieferhülle und Pinzgauer Phylliten aufruhenden Triasmassen nordöstlich des Brenner, bei Mairhofen, an den Tarntaler Köpfen und in den Radstätter Tauern müssen als Deckenschollen, als Reste einer höheren Decke aufgefaßt werden. Dafür sprechen die Profile der Gschöß- und der Rettelwand. Die lange Depression zwischen den Pinzgauer Phylliten und der Schieferhülle entspricht nicht einer Verwerfung, sondern einer Mulde, in der Reste einer Decke enthalten sind.

Die paläozoischen Phyllite tauchen unter die nördlichen Kalkalpen, mit denen sich die Triasdecke der Radstätter Tauern verbindet. Schon deshalb müssen die nördlichen Kalkalpen derselben Decke wie diese oder darauf liegenden Decken angehören.

2. Bau der Hohen Tauern.

Die Massen des Zentralgneises tragen Trias (Hochstegenkalk). Darüber liegen Glimmerschiefer mit Triaspartien und die Glanzschiefer der Schieferhülle. Dieser Komplex stellt eine Decke dar, die über die Zentralgneise hinübergefaltet ist. Über den Glanzschiefern (Decke 2, wenn man den Zentralgneis als Decke 1 bezeichnet) folgt wieder Trias, die einer 3. Decke angehört (Trias der Weißspitze), dann Phyllite, die wieder Trias und dann Lias tragen (4. Decke, diejenige der Rettelwand etc. = unterste Decke der nördlichen Kalkalpen). Sicher muß darüber wenigstens noch eine weitere Decke folgen. Die Hohen Tauern selbst werden von der 1. und 2. Decke gebildet, die gewölbeartig gefaltet sind. Die fünf Gneiskerne erscheinen in Fenstern der 2. Decke. Die Linie Sterzing—Brenner entspricht einer plötzlichen Erhebung des Deckensystems. Der Tribulaun gehört der 1. Decke an¹. Die Glanzschiefer verschwinden hier so gut wie ganz infolge von Ausquetschung.

3. Die Gesamtheit der Ostalpen.

Südlich der Hohen Tauern liegt ein Gebiet eng gedrängter, aufrecht stehender Falten; es ist die Wurzelregion der Tauerndecken. Südlich begrenzt wird dies Wurzelland durch die von FRECH verfolgte Gailtallinie, die sich durchs Pustertal fortsetzt und bei Meran an die Judicarienlinie tritt. HAUG hat diese Gailtalzone bis Ivrea weiter verfolgt. Alles, was südlich derselben liegt, gehört zu den Südalen. Zwischen Sterzing und Mauls ist die Wurzelzone nur etwa 15, zwischen dem „Gailbruch“ und der Achse der Hohen Tauern aber bis 40 km breit. Ihr gehören an die Quarzphyllite des Vintschgau, die Glimmerschiefer und Gneise der Sartaltaler Alpen, des Deferegger Gebirges, Hochschober und Kreuzeck, das

¹ Vergl. dagegen das Ref. p. - 438 -.

Tonalitmassiv des Riesenferner, die Glimmerschiefer und der Tonalit des Bachergebirges usw. Alles, was nördlich dieser Zone liegt, ist Deckenland.

Die Decke der Glanzschiefer der Hohen Tauern erscheint westlich im Unterengadiner Schieferlande wieder, das ein Fenster darstellt. Zu der sogen. 4. Decke gehören mit den nördlichen Kalkalpen die Pinzgauer Schiefer, das Paläozoicum von Doenten und Kitzbühl, sowie das Ötztaler und Silvretta-Massiv. Alles, was an Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten östlich der Hohen Tauern liegt, gehört zum Rückenpanzer der 4. Decke, auch das Grazer Paläozoicum. Auf diese Weise findet die kapriziöse und z. T. so schwache Faltenbildung dieses Gebietes ihre Erklärung. Vielleicht treten die tieferen Decken im Semmering zutage.

Die nördlichen Kalkalpen mit ihrem plateauartigen Bau können kein Wurzelland sein. Ein solches findet sich mit seinem typischen Habitus in der Gailtalzone. Hier findet sich noch die nördliche Fazies. Die Decken können nur von Süden gekommen sein.

4. Der Bau der Alpen („La synthèse des Alpes“).

Während man sonst in der Geologie der Ost- und Westalpen große Verschiedenheiten sah, erscheint nunmehr der Bau des ganzen Gebirges geklärt und einheitlich, ein Resultat, das erst erreichbar wurde, nachdem man Wurzel- und Deckenland unterscheiden gelernt hatte.

Die Dinariden muß man von den Alpen trennen. Die Grenzlinie wird durch FRECH's Gailtal-, westlich von Meran wahrscheinlich durch SALOMON's Tonalelinie gegeben. Ihr weiterer Verlauf bis nach Ivrea hin ist noch unsicher. Die Judicarienlinie ist eine Abzweigung der Grenzlinie. Letztere scheint dem Nordrande eines Fächers zu entsprechen, der etwa dem Fächer des Briançonnais analog, aber von viel größerem Maßstabe ist. Als axiale Zone der Alpen ergibt sich aus der vom Verf. entworfenen Karte diejenige der Glanzschiefer und pietri verdi, die der mittleren Region der alpinen Geosynklinale entspricht. In ihr herrscht ein regionaler Metamorphismus, der vor Beginn der Überfaltung vollendet war. Diese Zone kann man von Genua bis an den Rhein ohne Unterbrechung verfolgen, und sie tritt, nachdem sie von höheren Decken gebildete Tunnels passiert hat, in den Fenstern des Unterengadins und der Hohen Tauern wieder zutage. In bezug auf diese axiale Zone muß man als innere Zone der Alpen das Gebiet bezeichnen, das sich vor der Deckenbildung südlich resp. östlich der Glanzschiefer befunden hat. Die äußere Zone umfaßt dementsprechend die Bildungen nördlich resp. westlich der Schistes lustrés. Die Decken mit äußerer Wurzel, die in der Schweiz so große Bedeutung erlangen, sind in Österreich unter den höheren Decken verborgen. Der Flysch am nördlichen Alpenrande, der der äußeren Zone angehört, scheint autochthon zu sein.

Die autochthonen kristallinen Massive der äußeren Zone „Zentralmassive“ zu nennen, ist durchaus nicht angängig. Ihr hohes Aufragen beruht auf lokaler Aufrichtung der Faltenachsen, die einer senkrecht zum Streichen der Ketten erfolgten Faltung entspricht. Die Idee, daß sie bei der Deckenbildung als Hindernis gewirkt haben, muß fallen gelassen werden.

Die alpine Geosynklinale ist zwischen zwei Gebieten variscischer Faltung zusammengefaltet und zerquetscht wie zwischen zwei Kinnladen. In den französisch-italienischen Alpen findet sich noch viel autochthones Gebirge. Je weiter man nach Osten vordringt, desto mehr bilden sich Decken aus. Vom Mont Blanc ab tauchen die autochthonen Falten unter Decken und diese wieder unter höhere Decken.

Zur Erklärung des Baues der Alpen stellt Verf. endlich die Hypothese auf, daß die Dinariden in ihrer Gesamtheit über die Alpen hinübergangen sind, was voraussetzt, daß das alpine Gebiet vorher eine tiefe Senkung erfahren hat. Nur so erklärt sich der plötzliche Fazieswechsel im Perm und Mesozoicum gleich im nördlichen Teil der Dinariden und der Abbruch an der Po-Ebene. Später sind dann die Alpen langsam in die Höhe gestiegen, aber im Westen stärker als im Osten, so daß die Erosion dort tiefer eindrang als hier. Die sogen. eingebrochenen Teile der Alpen sind nur weniger gehoben als die anderen.

Die innere autochthone Zone der Alpen, das Wurzelgebiet der höheren Decken, setzt sich im ungarischen Mittelgebirge fort; die nördlichen Karpathen sind Deckenland. Das westliche Mittelmeer ist größtenteils außer-, die ungarische Ebene inneralpin. Die Fortsetzung der Alpen findet sich erst in der Sierra Nevada wieder; Apennin und Atlas gehören nicht zu ihnen. Die periadriatischen Tonalite sind älter als der Einbruch der Adria.

Otto Wilckens.

P. Termier: *Nouvelles observations géologiques sur les nappes de la région du Brenner.* (C. R. Ac. Sc. Paris. 139. 578—579. 1904.)

Die Glanzschiefer der Schieferhülle der Hohen Tauern tauchen ringsum unter paläozoische Massen oder alte Gneise. Der Brennerpaß entspricht nicht einer Dislokation, sondern ist nur ein Werk der Erosion. Zwischen dem oberen Teil der Schieferhülle und den konkordant daraufliegenden paläozoischen Bildungen findet sich eine Decke, in der Trias eine große Rolle spielt. Bei Sterzing ist diese Decke nur wenig mächtig und besteht aus Triaskalken und -Quarziten. Von Unter-Ried an nimmt sie stark an Mächtigkeit zu; unter der Trias erscheinen Granatglimmerschiefer, die direkt auf den Glanzschiefern ruhen. In der Tribulaungruppe erreicht die Decke 1500 m Mächtigkeit, nimmt dann aber rasch ab, so daß oberhalb des Brennerbades nur noch 100 m Triaskalke zwischen den Glanzschiefern und den paläozoischen Phylliten liegen. Westlich des Brennerjoches verschwindet die Decke stellenweise ganz; aber nördlich des Eisacktals erscheint sie, wenn auch nur ganz dünn, wieder. Jenseits von Steinach wenden die Aufschlüsse sich ostwärts; gleichzeitig wird das Einfallen der Decken steiler. In Navistal trifft man dann die Verlängerung der Tribulaundecke zwischen den Glanzschiefern und den carbonischen Phylliten wieder. Verf.

nennt diese Decke die „dritte Decke“. In ihr kommt zweifellose Trias vor. Sie trägt zweifellos paläozoische Bildungen, auf denen wieder Trias ruht. Diese ganze Masse taucht nordwärts isoklinal unter die Kalkalpen.

Otto Wilckens.

P. Termier: *Sur les nappes de la région de l'Ortler.* (C. R. Ac. Sc. Paris. 189. 617—618. 1904.)

Zwischen Bormio und Santa Maria im Münstertal kann man drei Decken beobachten. Die tiefste besteht von unten nach oben aus den Phylliten von Bormio, etwas Verrucano, mächtiger Trias und Lias. Die Triaskalke dieser Decke bilden die Gipfel zwischen dem Stilfser Joch und dem Val Zebru, den Ortlergipfel und den ganzen Kamm bis zur Hochleitenspitze. Die Triasmasse des Ortlers lässt sich übers Trafoital bis ins Platztal verfolgen, wo sie nur noch einige Meter Mächtigkeit besitzt. Bei Schmelz im Etschtal taucht sie unter die Phyllite des Vintschgaus.

Gegen Norden und Westen taucht diese Decke unter die Phyllite und Gneise des Mte. Braulio, Mte. Scorluzzo und des Kammes Stilfser Joch—Korspitze—Schafberg—Chavalatsch. Darüber liegt die Trias des Piz Umbrail. Diese Decke setzt sich nordwärts bis gegen das Inntal fort.

Über der Trias des Piz Umbrail liegen die Phyllite und Gneise des Piz Chazfora, Piz da Rims und Piz Lad.

Diese Decken der Ortlergegend fallen isoklinal nach Norden ein. Sie kommen von Süden. Die Phyllite von Bormio bilden nämlich im Mte. Sobretta ein großes Gewölbe, das sich ostwärts im Confinale und Cevedale fortsetzt. Südlich von diesem Gewölbe bilden die Phyllite fast senkrechte, etwas nach Norden übergelegte Falten. Solche Falten wiederholen sich zwischen Santa Caterina und dem Tonalepaß. Sie stellen die Wurzelregion der Ortlerfalten dar.

Otto Wilckens.

P. Termier: *Sur la fenêtre de la Basse Engadine.* (C. R. Ac. Sc. Paris. 189. 648—650. 1904.)

Man kann in den Hohen Tauern vier Decken unterscheiden, nämlich

1. die des Zentralgneises und des unteren Teils der Schieferhülle,
2. die der Glanzschiefer (oberer Teil der Schieferhülle),
3. die Tribulaundecke,
4. die Decke der Tarntaler Köpfe der Rettelwand und des Seealpenkogel.

Zwischen Sterzing und Landeck, in den Stubaier und den nördlichen Ötztaler Alpen, befindet man sich im Gebiet der 3. und 4. Decke. Bei Landeck tauchen die Phyllite der 4. Decke unter die nördlichen Kalkalpen. In aufwärts von der Pontlatzer Brücke ab öffnet sich aber in diesen Phylliten das Fenster des Unterengadins, in dem die 3. Decke in starker Zertrümmerung und darunter die der Glanzschiefer sichtbar wird, und das in einer Länge von 55 km bis Guarda reicht. Seine mittlere Breite beträgt 18 km.

In der ganzen Umrandung dieses Fensters fallen die Glanzschiefer unter die Gneise und Phyllite, und zwischen beiden liegt meistens Trias oder Lias. Speziell bei Prutz kommt in dieser Weise Trias vor, die Tribulaunfazies aufweist, und deren Mächtigkeit zwischen 1 und 500 m wechselt kann. Die Glanzschiefer sind mit denen der Hohen Tauern identisch.

Will man das Unterengadin als eingesunkene Region betrachten und die Tektonik des Randgebietes mit lokalen Überfaltungen erklären, so muß man ganz unwahrscheinliche Komplikationen annehmen. Mit der Theorie des Verf. wird selbst das Ardetzer Gebiet sehr einfach.

Der von PAULCKE entdeckte fossilführende Lias des Antirhätikons gehört zur 3. Decke, also nicht zu den Glanzschiefern. LORENZ' Entdeckung, daß diese letzteren z. T. der unteren Kreide angehören, spricht für die Auffassung des Verf., daß es sich bei ihnen um eine „série comprehensive“ handelt.

Otto Wilckens.

P. Termier: Sur la continuité des phénomènes tectoniques entre l'Ortler et les Hohe Tauern. (C. R. Ac. Sc. Paris. 139. 687—690. 1904.)

Die Decken des Ortler und die Decken des Brenner sind dieselben oder gehören wenigstens demselben Deckensystem an; denn diese wie jene liegen über den Decken, die im unterengadiner Fenster sichtbar werden. Man ist demnach auch berechtigt, ihre Wurzelregionen zu verbinden. Südlich des Ortler, zwischen Val Zebro und Passo Tonale, besitzt die Wurzelregion etwa 20 km Breite. Sie besteht aus Phyllit, Cipolin, Glimmerschiefer und Gneis, die alle südöstlich einfallen oder vertikal stehen; und zwar nimmt der Einfallswinkel von N. nach S. zu. Die Südgrenze dieser Zone bildet die große, hier vertikale Verwerfung, die die Grenze zwischen Alpen und Dinariden bezeichnet. Gegen NO. verläuft die Wurzelregion zur Etsch und durch die Sarntaler Alpen zum Eisacktal, das sie oberhalb Mauls überschreitet. Die Breite der Zone nimmt dabei ab; der alpino-dinarische Bruch verläuft bis Meran schief zu den Gneisfalten, dann aber parallel. Von Meran bis Mauls hat die Wurzelregion etwa 8 km Breite.

Zwischen dem Tonalepaß und Mauls fällt der alpino-dinarische Bruch vielfach nordwärts ein. Dann fallen auch die Schichten der Wurzelregion nach dieser Richtung. So bekommt dieselbe also hier eine fächerförmige Struktur, während sie zwischen Adamello und Ortler isoklinal ist. Von der Etsch ab tritt sogar durchgehend nördliches Fallen ein. Diese Überlegung der Wurzelzone nach Süden muß das Resultat einer Druckverminderung, eines Zuges sein, der einer späteren Zeit angehört als die Deckenbildung.

Die Grenzlinie zwischen Wurzelgebiet und Deckenland läuft vom Mte. Sobretta durchs Val Zebro. Anfangs mit der Achse eines einfachen Gewölbes identisch, verläuft sie im N. und NO. des Cavedale am Südrande einer breiten welligen Region, die an die Stelle des Gewölbes tritt, und

aus der wieder ein einziges Gewölbe hervorgeht, das die Etsch überschreitet, und am Südabfall der Texelgruppe hin, dann über St. Leonhard ins Jaufenjoch läuft und endlich bei Thuins bei Sterzing mit dem Gewölbe der Hohen Tauern verschmilzt.

Otto Wilckens.

P. Termier: *Sur la structure générale des Alpes du Tyrol à l'ouest de la voie ferrée du Brenner.* (C. R. Ac. Sc. Paris. 139. 754—756. 1904.)

Aus den vorhergehenden Mitteilungen ergeben sich folgende Hauptresultate:

1. Nördlich einer Linie Mte. Sobretta bei Bormio—Sterzing bestehen die Tiroler Alpen aus übereinandergetürmten Decken, die nachher mehr oder weniger stark gefaltet sind.

2. Die Glanzschiefer des Unterengadins treten in einem in diesen Schubmassen eröffneten Fenster zutage.

3. Die Kalkalpen nördlich des Inn sind Reste höherer Decken, deren tiefste wahrscheinlich der „4. Decke“ des Zillertaler und Brenner-Gebietes gleichwertig ist.

4. Die Linie Sterzing—Bormio bildet die Südgrenze des Deckenlandes. Sie ist die südwestliche Verlängerung der Achse der Hohen Tauern.

5. Südlich dieser Linie befindet sich die Wurzelregion der Decken. Sie besteht aus dicht gedrängten Falten und wird

6. südlich von dem alpino-dinarischen Bruch begrenzt, der etwas südlich des Tonale-Passes durchläuft und nördlich von Malé mit der Judicarienlinie zusammenfällt. Er überschreitet das Plattenjoch nördlich des Iffinger und schneidet die Eisack bei Mauls.

Wo Trias in den Decken auftritt, ist ihre Sonderung leicht, wo dieselbe fehlt, wird es schwierig, die Schubmassen auseinanderzuhalten. Daraus kann nur mit Vorbehalt eine Deckenfolge aufgestellt werden. Verf. unterscheidet von unten nach oben:

1. Decke: Zentralgneis und unterer Teil der Schieferhülle der Hohen Tauern. Sie zeigt intensiven Metamorphismus.

2. Decke: Glanzschiefer der Hohen Tauern und des Unterengadins. Starker Metamorphismus bis ins Eocän.

3. Decke: Glimmerschiefer und Granatgneis des Pflerschtals und der Stubai-Alpen (z. T.), Trias von Windisch-Matrei, der Weißspitz, Gschößwand, der Telfser Weißen, des Tribulaun. Untere Decke der Umrandung des unterengadiner Fensters. Metamorphismus im Paläozoikum sehr stark, in der Trias immerhin noch deutlich.

4. Decke: Glimmerschiefer und Granatgneis des Roßkopf und Ridmauntals, Kalkphyllite des Ötztaler Massivs, Etschtals (Laas), Mte. Sobretta, Phyllit und Verrucano von Bormio, Phyllite von Steinach, Landeck und des Stubai, Phyllit und Gneis der Silvretta, Trias des Ortler, desgleichen des Seealpenkogel, der Tarntaler Köpfe usw. Basis der nördlichen Kalkalpen. Metamorphismus im Paläozoikum schwach, in der Trias fehlend.

5. Decke: Alte Gneise der Ötztaler Alpen, Phyllit des Vintchgau, Granit der Seesvenna, Trias des Endkopf und Piz Umbrail, Trias und Lias der Lischanna. Metamorphismus wie in der vorigen und folgenden.

6. Decke: Phyllit und Gneis des Piz Chazfora und des Piz Cornet und Piz Rims.

Die 5. und 6. Decke nehmen mit an der Bildung der nördlichen Kalkalpen teil.

Gegen diese Auffassung spricht weder die geringe Breite der Wurzelregion zwischen Meran und Mauls (s. o.), noch die gelegentliche Neigung der Wurzelfalten gegen Süden (s. o.). Durch die Überschiebung der Dinariden über die Alpen ist ein Teil der Wurzeln überdeckt geblieben. Erst nach dieser Überschiebung trat der Stoß ins Leere nach Süden ein, der nicht nur auf die Dinariden, sondern auch noch auf ein Stück der Alpen wirkte.

Otto Wilckens.

V. Turnau: Beiträge zur Geologie der Berner Alpen.

1. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. 2. Neue Beobachtungen am Gasteren-Lakkolith. Inaug.-Diss. Bern 1906.

1. In der Gegend von Kandersteg sind in vorhistorischer Zeit zwei Bergstürze niedergegangen, ein größerer vom Fisistock her und ein kleinerer dessen Ursprungsort südlich von Öschinensee liegt. Die Abrißnische des ersten ist sehr scharf ausgeprägt; sie hat eine Tiefe von 1500, eine Höhe von 1000 m. Die Schichten des Fisistockes fallen in ihrem Gebiet talwärts und werden vom steilen Gehänge des Öschinentales abgeschnitten. Der Sturz gehört also in die Kategorie der Bergrutsche: Die Sturzmasse ist auf den Schichtflächen abgeglitten. Das Ablagerungsgebiet liegt im Kandertal und hat eine Länge von 9 km bei 300—1000 m Breite. Aus der Mittelachse der Abrißnische sind die Abgleitungsmassen durch das Tal um 40° abgelenkt. Vom morphologischen Standpunkt aus lassen sich mehrere Ablagerungsgebiete unterscheiden. So bietet die Terrasse „Auf der Höh“ nordwestlich von Kandersteg das bezeichnende Bild der Anprallstelle des Bergsturzes an der seinem Ursprungsort gegenüberliegenden Talseite. In der Gegend des zwischen Bergsturzwellen liegenden Blauseeli herrscht ein Gewirr von Blöcken. Sie gehört der unteren, nördlich des „Bühlstutzen“ gelegenen Hälfte des Ablagerungsgebietes an. Von Kandergrund bis Reckental ist in dieser eine richtige Tomalandschaft ausgebildet. Ein kleiner Teil des Trümmerstromes fuhr von der Terrasse „Auf der Höh“ nach Süden zu. Eine schätzungsweise Berechnung des Volumens des Schuttstroms ergibt 840 Mill. cbm. Die mittlere Neigung des Bergsturzes beträgt 10—11°.

Die Untersuchung der Gesteinsarten des Schuttens beweist dessen Herkunft vom Fisistock. Die Struktur des Schuttens ist die einer typischen Bergsturzbrecce. Die Bruchstücke sind eckig, gelegentlich kantenbestoßen, von rauher Oberfläche und häufig mit Schlagmarken und rauhen Schrammen versehen. Die großen Blöcke liegen mehr an der Oberfläche.

Moränenbedeckung fehlt dem Bergsturz, seine Formen sind frisch. Auch die Platten der Abrißnische zeigen keine glazialen Einwirkungen. Sein Alter dürfte daher ein postglaziales sein. Das Vorkommen vereinzelter Glazialgeschiebe im Schutt muß der Aufschürfung von vorher im Tal vorhandenen Moränen zugeschrieben werden. Vorübergehend hat der Schuttstrom die Kander aufgestaut und einen See im Becken von Kandersteg erzeugt.

Die Anhöhe, die den Öschinensee gegen Westen abschließt, besteht aus dem Schutt eines kleinen Bergsturzes, der in die Kategorie der Fels-schlipfe zu stellen ist. Er ist von den nördlichen Abhängen des Spitzsteins losgebrochen und wie der Fisistocksturz auf den Schichtflächen abgeglitten. Der Schutt staute den Öschinensee auf, größtenteils ist er aber durch den Öschinenbach in das Becken von Kandersteg geschafft. Auch dieser Sturz ist nach dem Gschnitzstadium niedergegangen.

2. In der Umgebung des Gasterenlakkolithen lassen sich in den Wänden unterhalb des Elvertätsch, Sack- und Hockenhorn sowie am Alpetli Aplit-gänge beobachten, die durch den Granit und den Verrucano hindurch-setzen. Dieser bildet das Dach des Lakkolithen, dessen Intrusion somit jünger sein muß als der Verrucano. In den auf dem Verrucano parallel der Grenzfläche des Granits lagernden Dolomit dringt der Aplit nicht ein. Über dem Dolomit folgen diskordant grüne Schiefer mit Aplitgängen. Die-selben sind nach der Ansicht des Verf. auf den Verrucano und Dolomit hinaufgeschoben.

Bisher ist nirgends im Aarmassiv ein Aplitgang im Dolomit oder in noch jüngeren Gesteinen gefunden worden. Der Aplit steht im engsten genetischen Zusammenhang mit dem Gasterenlakkolith. Dieser dürfte also sicher paläozoisch sein.

Otto Wilckens.

H. Schardt: *Les eaux souterraines du tunnel du Simplon.* (La Géographie. 15. Févr. 1905 u. Bull. Soc. Belge de Géol., Pal., Hydr. 19. 1—18. 1906.)

Der Inhalt deckt sich im wesentlichen mit dem eines Vortrages des Verf., über den in dies. Jahrb. 1907. II. - 100—102 - berichtet ist.

Otto Wilckens.

W. Kilian: *Sur l'âge des schistes lustrés.* (Bull. Soc. Géol. de France. (4.) 5. 858. 1905.)

Die mit „Pietri verdi“ verknüpften Glanzschiefer der Zone des Piemont betrachtet Verf. als mesozoisch und zum größten Teil liassisch. Wenn vielleicht auch die obere Juraformation in diesen Bildungen enthalten sein kann, namentlich bei Césane, wo die von PARONA beschriebenen Radiolarienkieselgesteine darin vorkommen, so fehlt doch jeder Beweis dafür, daß auch noch die Kreide und das Eogen darin enthalten sind. Die Glanzschiefer, die man allenfalls als Eocän ansprechen könnte (die von

Le Veyer in Queyras und Les Chapieux in der Tarentaise), zeigen Charaktere, die von denen der Hauptmasse der Schiefer abweichen.

Sicher haben im Gebiet der Westalpen zur mesozoischen Zeit zwei Geosynklinale bestanden, die der Glanzschiefer und die des Dauphiné. Zwischen beiden befand sich eine Zone geringer Meerestiefe, in der die neritischen Bildungen des Briançonnais zum Absatz gelangten. **Otto Wilckens.**

W. Kilian: Sur l'âge du groupe de Voltri. (Bull. Soc. Géol. de France. (4.) 5. 860. 1905.)

Verf. hält die Glanzschiefer mit Serpentin und Grünschiefern des ligurischen Apennins (Voltri-Gruppe) für gleichalterig mit denen des Piemont. Die Bildungen stimmen in beiden Gegenden zu genau überein, als daß man sie für verschiedenalterig halten könnte. Die triadischen Gyroporellenkalke und das Rhät westlich von Genua sind ganz identisch mit den gleichen Ablagerungen in den inneralpinen Zonen. Sacco's Profile lassen eine andere Deutung zu, als dieser ihnen gegeben hat.

Otto Wilckens.

W. Kilian, P. Termier, Ch. Lory: Nouvelles observations dans les Alpes occidentales. (Bull. Soc. Géol. de France. (4.) 5. 859. 1905.)

1. Bei Plan-de-Nette am Col de la Leysse (nordöstlich der Vanoise) treten Breccien und rote Kalke von der Art des „marbre de Guillestre“ auf, die Crinoiden und Belemniten führen und der oberen Juraformation angehören, die aus diesem Teil der Alpen noch nicht bekannt war. Die Gesteine werden von Glanzschiefern überschoben.

2. Das Gebiet zwischen Sembrancher, dem Schweizer Anteil des Val Ferret, dem Val de Bagnes und dem Gr. St. Bernhard ist ein „Wurzeland“ mit charakteristischer Isoklinalstruktur. Vom kristallinen Mt. Blanc-Massiv südostwärts folgen:

a) Schwache Trias mit Lias im Dauphinéfazies, dem auch der vermeintliche Malm vom Catogne und von Sembrancher angehört.

b) Triasquarzite, -kalke, -rauhwacken und -gipse mit Lias und Dogger in Briançonnaisfazies, namentlich stark entwickelt „brèche du Télégraphe“ (typisch nordöstlich des Six-Blanc am Südende der Combe de Lâ).

c) Dann folgt mit anormalem Kontakt der Außenrand der Carbonzone, die aus Gneisen, Sandsteinen und Schiefern besteht und einige schmale Mulden von senkrecht stehenden Triasquarziten enthält, die von „brèche du Télégraphe“ überlagert werden.

Alle Schichten dieser drei Zonen fallen gleichmäßig nach SO. ein.

Otto Wilckens.

F. Jaccard: La théorie de MARCEL BERTRAND, ou quelques réflexions sur la note de M. STEINMANN, intitulée: Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. (Bull. des Lab. de Géol., Géogr. phys., Min. et Pal. de l'Université de Lausanne. No. 7. 1906. 15 p.)

Verf. ist der Ansicht, daß die von STEINMANN als SCHARDT'sche Überfaltungstheorie bezeichnete Theorie den Namen MARCEL BERTRAND's führen muß, weil dieser in seiner bekannten Abhandlung „Rapport de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord“ (1884) die weite Ausdehnung übergeschobener Massen in den Westalpen erkannt hat.

Der größere Teil des Heftes enthält eine Entgegnung auf STEINMANN's Vorwurf, daß Verf. bei seiner Aufnahme des Gebietes der Hornflihbrecchie das Vorhandensein einer Decke übersehen habe, die über der Breccientecke liegt, und deren wichtigste Gesteine Spilit und oberjurassischer Radiolaritkalk sind. Von den drei Verzweigungen der Breccientecke, die Verf. nachgewiesen hat, ruhen die zweite und dritte auf dem Flysch der Zone Hundsrück — Saanenmöser — Öschseite, und in diesen Flysch sind die Ophite und Radiolarite eingekapselt. Wenn die Ophit-Radiolaritdecke eine besondere Decke ist, muß sie also unter die Breccientecke gehören. Übrigens hat schon KILIAN 1894 auf die Möglichkeit hingewiesen, die kristallinen Gesteine von les Gêts im Chablais als Reste einer höheren Deckscholle aufzufassen. Verf. glaubt mit LUGON, daß der Flysch mit den kristallinen Gesteinen wie eine Kapuze über die Stirn der Breccientecke gestülpt ist. Er betrachtet den Flysch mit seinen Fetzen kristalliner Gesteine und Radiolarits „als eine synklinale Zone, die die Breccientecke umhüllt wie ein Handschuh die Hand“.

Auch STEINMANN's und KEIDEL's Auffassung, daß die obere Kreide vor der Stirn der Falte III der Breccientecke zu dieser letzteren gehören, bestreitet Verf. Die Radiolarite gehören nach seiner Meinung zur Breccientecke; denn die „Dachschiefer“ der mittleren Hornflihbrecchie stimmen genau mit den Radiariengesteinen der Ostalpen, Dalmatiens und Italiens überein.

Zum Schluß bestreitet Verf. noch das Vorhandensein der ostalpinen Decke in den Giswyler Stöcken. Er meint, daß die Diploporenkalke und der Muschelkalk mit *Retzia trigonella*, überhaupt die ganze Deckscholle der Giswyler Stöcke, zu den „Préalpes médianes“ gehören.

[Dann müßte aber auch sonst Trias mit *R. trigonella* und Diploporen in der Klippendecke vorkommen. Wenn die ophiolithischen Eruptive zur Breccientecke gehören, warum sieht man sie dann nirgends die Hornflihbrecchie durchbrechen? Es ließe sich noch manches gegen die Ausführungen des Verf.'s vorbringen, der auch die Verhältnisse in den übrigen Alpen allzu sehr außer acht gelassen haben darfte. Ref.]

Otto Wilckens.

Stratigraphie.

Juraformation.

Joh. Neumann: Die Oxfordfauna von Cetechowitz. (Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr.-Ungarns. Wien. 20. 1907. 1—67. Mit 8 Taf. u. 5 Textfig.)

Unsere Kenntnis des Klippenkalkes von Cetechowitz im Marsgebirge Mährens war bisher sehr beschränkt. NEUMAYR hat eine kleine Fauna der *Cordatus*-Schichten von hier beschrieben, V. UHLIG hat die Schichtenfolge und die Lokaltektонik bekannt gemacht.

Eine nähere, auf Veranlassung UHLIG's unternommene Untersuchung hat ergeben, daß die Knollenkalke mit *Ammonites cordatus* eine sehr reiche Fauna enthalten, die in der vorliegenden Arbeit beschrieben ist.

Die kleine Ostklippe von Cetechowitz besteht zu unterst aus weißgrauem bis grünlichgelbem, fossilleeren Kalkstein mit Spongienhornsteinen, vielleicht Kelloway (6 m). Darüber liegt hellgrauer, echt alpin-karpatischer Knollenkalk mit grünlichen Mergelzwischenlagen (1,3 m) und roter Knollenkalk (1 m). Aus diesen Knollenkalken stammt die beschriebene Oxfordfauna. Über dem Knollenkalk sind etwa 2 m unaufgeschlossen und dann folgt weißer marmorartiger Kalkstein. Die darauffolgenden, leider schon abgebauten Hangendschichten dürften aus einem rotgefleckten Mergelkalk bestanden haben.

Die Cetechowitz-Fauna besteht vorwiegend aus häufig einseitig erhaltenen Ammoniten, neben denen andere Typen (*Belemnites hastatus*, *B. Sauvanausus* d'ORB., *Pleurotomaria* sp., *Rhynchonella Wolfi* NEUM., *Glossothyris latelobata* NEUM., *G. nucleata* *Cidaris* sp.) nur untergeordnet auftreten. Ungemein häufig sind die *Phylloceren* (*Phylloceras* aff. *plicatum* NEUM.), *Riazi* LOR., *euphyllum* NEUM., *Manfredi* OPP., *Lajouxense* LOR., *mediterraneum* NEUM., *protortisulcatum* POMP., *tortisulcatum* d'ORB., *antedens* POMP.); die Gattung *Lytoceras* ist dagegen nur durch eine Art (*Lytoceras* cf. *adeloide*) in wenigen Exemplaren vertreten. Die Gattungen *Harpoceras* und *Haploceras* sind ebenfalls ziemlich selten (*Harpoceras Eucharis* d'ORB., *H. Henrici*, *H. aff. trimarginatum* OPP., *Haploceras Erato* d'ORB.), die Gattung *Oppelia* ist auffallenderweise nur durch ein einziges Exemplar von *Oppelia flexuosa* vertreten. Etwas häufiger begegnen wir der Gattung *Aspidoceras* (*A. perarmatum*, *Oegir* OPP., *Edwardsi* d'ORB., cf. *insulanum* GEMM., *Vettersi* n. f., *ovale* n. f.) Dagegen sind durch geradezu massenhaftes Vorkommen die Gattungen *Cardioceras*, *Peltoceras* und *Perisphinctes* ausgezeichnet. Von *Cardioceras* sind nicht nur alle die Formen aufgefunden, welche sonst das mittel- und nord-europäische und russische Oxford bevölkern, wie *C. cordatum*, *Goliathus* d'ORB., *Nikitini* LAH., *quadratoide* NIK., *vertebrale* Sow., *tenuicostatum* NIK., sondern auch zwei neue Formen *C. lambertoide* n. f. und *C. Diereri* n. f. Die sonst meistens etwas seltener Gattung *Peltoceras* stellt sich mit 11 Arten ein (*P. annulare* REIN., *torosum* OPP., aff. *Toucasii*

d'ORB., *Arduennense d'ORB.*, *trigeminum* n. f., aff. *Fouquei* KIL., *interruptum* n. f., *bidens* WAAG., *interseccissum* UHL., *Eugenii* RASP., *Constantii* d'ORB. Alle übrigen Gattungen überragt *Perisphinctes* mit folgenden Arten: *P. (Grossouuria) Uhligi* n. f., *plicatilis* Sow., *Luciae* DE RIAZ, *stenocycloides* SIEM., *pseudoplicatilis* SIEM., *tizianiformis* CHOFF., *Hedleyi* n. nom. (= *plicatilis* d'ORB.), *wartooides* n. f., *Delgadoi* CHOFF., *Mogosensis* CHOFF., *chloroolithicus* GÜMB., *Kiliani* RIAZ, *Lucingensis* FAVRE. *Eggeri* AMMON, *Aeneas* GEMM., aff. *Mindove* CHOFF., *Elisabethae* RIAZ. *Jelskii* SIEM., *promiscuus* BUK., *P. gyrus* n. f., *subrota* CHOFF., *rota* WAAG., *Cyrilli* n. f. *Nervillei* FAVRE, *Methodii* n. f., cf. *densicosta* GEMM. *Birmensdorfensis* MÖSCH, *Martelli* OPP., aff. *Linki* CHOFF., cf. *Torresensis* CHOFF., *orientalis* SIEM., *Bocconii* GEMM., aff. *biplex*, *polygyratus* REIN.. *Cetechovius* n. f. *planula* var. *laxevoluta* FONT., aff. *inconditus* FONT.. *lothariformis* n. f. cf. *Janus* CHOFF.

Die aufgezählte Fauna enthält so zahlreiche typische Ammoniten der Zone des *Ammonites cordatus* des unteren Oxford, daß an dem Vorhandensein dieser Zone nicht gezweifelt werden kann, wie schon NEUMAYR festgestellt hat. Da aber auch Typen der *Transversarius*-Zone vorliegen, besonders das dem *Peltoceras transversarium* ungemein nahestehende *P. aff. Toucasi*, so ist anzunehmen, daß die Cetechowitz Fauna auch diese Zone mit umfaßt. Sehr auffallend ist die große Zahl von echten Polyplonen. Formen, die in der Regel wohl ein jüngeres Alter, oberes Oxford oder Kimmeridge, andeuten. Da das Lager dieser Polyplonen in der Natur leider nicht sicher festgestellt werden konnte, so ist es zweifelhaft, ob diese Formen sämtlich der Cordatenfauna zuzuschreiben sind. Verf. scheint sich aber dieser Annahme zuzuneigen. Das Vorkommen von Polyplonen im tiefen Oxford ist übrigens schon an verschiedenen Punkten festgestellt, besonders auch in der formenreichen Lokalität Trept.

Mit dieser letzteren Fauna hat Cetechowitz 28 Formen sicher und 8 vermutlich gemeinsam. Höchst auffallend ist das Verhältnis zur ausserkarpatischen, ca. 45 km von Cetechowitz entfernten Lokalität Olomutschian: in Olomutschian ist das Oxford bekanntlich typisch mitteleuropäisch, in Cetechowitz typisch mediterran entwickelt; dennoch kommen 26 Arten in beiden Gebieten gemeinsam vor und die Zahl der gemeinsamen Arten wäre wohl noch größer, wenn der Erhaltungszustand namentlich der Olomutschauer Versteinerungen bessere Bestimmungen zuließe. Die Übereinstimmung namentlich der Cardioceren, Peltoceren und Perisphincten, teilweise auch der Phylloceren ist eine so große, daß wir reichlichen Formenaustausch und direkte Meeresverbindung für beide Gebiete annehmen müssen. Einzelne Phylloceren drangen aus dem karpatischen Gebiete in die Gegend von Olomutschian vor, wo diese Gattung etwas reichlicher vertreten ist als sonst in Mitteleuropa, und umgekehrt drangen hier die allgemein für nordisch erklärten Cardioceren und wahrscheinlich auch die Peltoceren aus dem mitteleuropäischen Raum in den karpatisch-mediterranen vor. Vermutlich kamen aber die Cardioceren nicht weit nach Süden, denn schon in den nahegelegenen pieninischen Klippen enthält das Oxford trotz

der ähnlichen Fazies nicht die *Cordatus*-, sondern die *Transversarius*-Fauna. Auch im Westen fehlen die Cardioceren im echtalpinen Oxford, wie die Oxfordschichten der Etschbucht, des Veronesischen, bei Trapani in Tunis beweisen. Dasselbe gilt wohl auch für die exotische oder Klippenfazies der Freiburger Alpen; dagegen sind die Cardioceren in der helvetischen Zone der Schweiz und der savoischen Alpen, der präalpinen Region von Gap und Digne, der Montagne de Lure, von Sisteron, Montpellier und der Préalpes maritimes allgemein verbreitet. Sonach scheinen die Cardioceren von N. her in das alpin-karpatische Randgebiet, nicht aber in die inneren Zonen der Alpen und Karpaten vorgedrungen zu sein. Dasselbe gilt vielleicht auch für manche große Peltoceren und gewisse Perisphincten.

Zur Erklärung des rätselhaften Gegensatzes zwischen den so nahegelegenen und doch so abweichend gestalteten alpinkarpatischen Jura bildungen einerseits und den mitteleuropäischen anderseits nahm NEUMAYR bekanntlich eine Meeresströmung als Provinzgrenze an; nach den neuen tektonischen Ansichten kann man dieser Annahme entraten; offenbar vollzog sich der Übergang zwischen diesen, durch spätere tektonische Vorgänge einander genäherten Ablagerungen einst auf einer viel weiteren Fläche, als früher angenommen werden konnte.

Sämtliche neuen Arten sind abgebildet und unter Verwendung von zum Teil neuen Termini sorgfältig beschrieben. Die Literaturverweise sind etwas knapp; das Eintreten des Verf.'s für eine künstliche Systematik der Perisphincten dürfte kaum Beifall finden.

F. Trauth.

N. J. Karakasch: Sur l'âge des calcaires jurassiques du Yaïla en Crimée. (Trav. de la Soc. Imp. des Naturalist. de St. Petersbourg. **38**. Livr. I. No. 4. 1907. Russ. mit franz. Auszug.)

Zwischen Roman-Kosch (1548 m) und Demir Kapre (1546 m) tritt ungefähr in der Höhe von 1460 m unter den grauen Kalken eine Reihe von sandigen Schichten auf, die in der oberen Partie kleine Gastropoden, in der unteren zahlreiche Korallen enthalten. Die lange Liste dieser Korallen zeigt der Hauptsache nach Arten des oberen Rauraciens. Demselben Horizonte gehören die bekannten Korallen von Sudak an. Durch diese Feststellung ist auch eine nähere Bestimmung des Alters der höheren Malschichten des Yaïla ermöglicht.

V. Uhlig.

J. Simionescu: Note sur l'âge et le facies des calcaires de Hârșova-Topal (Dobrogea). (Ann. scientif. de l'Université de Jassy. **4**. 1907.)

Ein wichtiger Beitrag zur Geologie der Dobrudscha, der uns über das Wesen jener oberjurassischen Kalke näher aufklärt, die bei Hârșowa an der Donau in leicht geneigten Schichten die paläozoischen Grünschiefer diskordant überlagern.

Verf. erkennt hier in *Peltoceras arduennense*, *Aspidoceras Edwardsianum*, *Oeocptychius Christoli* und einer Flut von Planulaten eine vorzügliche Vertretung der *Transversarius*-Zone der Oxfordstufe, ferner in *Peltoceras bimammatum*, *P. berrense*, *Aspidoceras hypselius*, *A. Oegir*, *A. clambum*, *A. aequicostatum*, *Ochetoceras Marantianum* und zahlreichen Planulaten eine Vertretung der *Bimammatus*-Zone. Auch die *Tenuilobatus*-Zone scheint nicht zu fehlen, wie sich aus dem Vorhandensein von *Oppelia trachynota*, *Aspidoceras liparum* und einigen Perisphineten ergibt. Leider ist die Trennung dieser Zonen in der Natur mit Schwierigkeiten verbunden.

Von großem Interesse ist nun die Tatsache, daß das mediterrane Element in diesen Faunen völlig in den Hintergrund tritt. Verf. konnte nur 3 Exemplare von *Phylloceras* auffinden, *Lytoceras* und *Haploceras* fehlen vollständig. Der Gesamtcharakter der Oberjurafauna der Dobrudscha ist außeralpin, und besonders die Verwandtschaft mit dem polnischen Jura tritt auffallend hervor (bekundet durch *Perisphinctes czenstochoviensis*, *claromontanus*, *promiscuus*, *Warthae*, *Dybowski*). Es bestand freie Verbindung mit dem polnischen Jurameere. Auf mitteleuropäischen Charakter deutet ferner das Vorkommen von Spongienkalken und einer koralligenen Ablagerung mit *Cidaris Blumenbachi*, *Haploceras crenularis*, *Glypticus hieroglyphicus* in Hârșowa¹.

V. Uhlig.

C. Renz: Die Entwicklung des Dogger im westlichen Griechenland. (Jahrb. geol. Reichsanst. 1906. 56. 745—758.)

In dieser Arbeit weist Verf., dem man bereits wertvolle Bereicherungen der Kenntnis des Mesozoicum der westlichen Balkanhalbinsel verdankt (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXI. 238), zum ersten Male die Vertretung des unteren Dogger, der *Opalinus*- und *Murchisonae*-Zone, in diesem Gebiete nach. Die Fauna ist am reichsten auf Leukas, von wo unter anderen *Tmetoceras scissum*, *Dumortieria Dumortieri*, *evolutissima* PRINZ, *signisimilis* BRAUNS, *Coeloceras modestum* VAC., *norma*, *Erycites fallax*, *gonionotus*, *Hammatoceras Lorteti*, *procerinsigne* VAC., *Harpoceras opalinoides*, cf. *opalinum*, *Murchisonae* namhaft gemacht sind. Die Ammoniten der leukadischen *Opalinus*-Zone sind in weißem, hartem, splitterigem Kalke erhalten, die des *Murchisonae*-Horizontes in roten oder weiß gefleckten Kalken mit winzigen Crinoidenresten. Aus den mitgeteilten Profilen (Kap südlich von San Giorgio [Epirus], Palaeospita [Korfu] und Vido) geht hervor, daß die Schichtenfolge vom mittleren Lias ab ohne Unterbrechung weitergeht. Bei Palaeospita kommt in dunklen und gelben Schiefern und

¹ Die Verbindung mit dem polnischen Jura konnte nicht über Podolien erfolgt sein, da hier bekanntlich der Jura mit Ausnahme des Portland fehlt. Vielleicht wurde der Verbindungsweg vom Karpathensandstein überschoben, darauf deuten die Vorlandsblöcke hin, die WÓJCIK kürzlich im karpathischen Flysch von Przemysl nachgewiesen hat (darunter auch weißer Jura mit *Ammonites cordatus*). Die korallige Ablagerung des weißen Jura von Hârșowa scheint mit dem Nikolsburger Jura einige Verwandtschaft zu haben. Ref.

Mergeln im Liegenden der oberliassischen Ammonitenfauna *Posidonia Bronni* vor. Posidoniengesteine finden sich aber auch im Hangenden des Unterdogger, sie können im wesentlichen mit der *P. Buchi* und *P. alpina* verglichen werden. Es zeigt sich, daß die hier heimischen Posidonien sich vermischen und wenig niveaubeständig sind, während ihr Auftreten in Mitteleuropa, wohin sie eingewandert sind, auf einzelne Zonen beschränkt ist. So wiederholt sich das seit NEUMAYR bekannte Verhalten von *Psiloceras*, *Schlotheimia* und *Arietites* auch bei *Posidonia*. V. Uhlig.

G. Boehm: Beiträge zur Geologie von Niederländisch-Indien. I. Die Südküsten der Sula-Inseln Taliabu und Mangoli. 2. und 3. Abschnitt. (Palaeontographica. Supplementband 4. 1907.) [Dies. Jahrb. 1905. I. -151-.]

Der zweite Abschnitt dieser so wichtigen Arbeit betrifft den Fundpunkt am oberen Lagoi auf Taliabu. BOEHM fand hier in einem 20 m hoch anstehenden Schieferton ungemein zahlreiche Versteinerungen, die aber nur drei Arten angehören, und zwar *Nucula taliabutica* n. sp., *Belemnites alfuricus* n. sp. und *B. lagoicus* n. sp.

Der dritte Abschnitt behandelt das Oxford des Wai Galo. An der Südküste der Insel Mangoli fand BOEHM zahlreiche verschwemmte Versteinerungen. Es glückte ihm, das Lager der Inoceramen und Belemniten und mit ihnen zusammen Ammoniten in größter Menge am Wai Galo aufzufinden. Von hier stammt folgende Fauna:

Rhynchonella galoi n. sp., *taliabutica* n. sp., *sularum* n. sp., *moluccarum* n. sp.

Terebratula sp.

Inoceramus galoi n. sp., *taliabuticus* n. sp., *sularum* n. sp.

Lima sp.

Nucula aff. *taliabutica*.

Belemnites alfuricus n. sp., *galoi* n. sp., *taliabuticus* n. sp., *sularum* n. sp., *moluccanus* n. sp.

Phylloceras monsuni n. sp., *galoi* n. sp., *malayanum* n. sp., *passati* n. sp., *insalindae* n. sp.

Oppelia galoi n. sp.

Macrocephalites metroxyleni n. sp., *batavoindicus* n. sp., *rotangi* n. sp., *palmarum* n. sp., *cocosi* n. sp., *alfuricus* n. sp., *bambusae* n. sp.

Perisphinctes aff. *Wartae* BUK., *galoi* n. sp., *taliabuticus* n. sp., *sularum* n. sp., *moluccanus* n. sp., *ternatanus* n. sp., *indonesianus* n. sp.

Peltoceras arduennense d'ORB. aff. *arduennense*, *tjapalului* n. sp., sp. div., cf. *tjapalului*.

Das Bachbett des Wai Galo fand BOEHM an einzelnen Stellen ganz gepflastert mit Inoceramen und Belemniten; etwas höher treten Schiefersteine mit Kalkbänken auf, in denen BOEHM *Peltoceras tjapalului* entdeckte.

Noch höher liegen Schiefertone ohne Kalkbänke mit *Belemnites alfuricus*. Obwohl nun die Hauptmasse der beschriebenen Ammoniten im Bachbette aus im Bachbette lose liegenden Konkretionen stammt, glaubt BOEHM doch die Wai Galo-Fauna als einheitlich annehmen zu sollen und führt dafür gute Gründe an. Die vorliegende Fauna zeigt in der Tat ein durchaus einheitliches Gepräge. Auch hinsichtlich der Altersbestimmung hat Verf. wohl sicher das Richtige getroffen, wenn er die Wai Galo-Fauna zum Oxford stellt. Er ist geneigt, das höhere Oxford oder Rauraciens hier ebenso auszuschließen wie die Kelloway-Stufe. Endlich ist es gewiß auch völlig zutreffend, wenn er die Wai Galo-Fauna ebenso wie die der Spiti-Schiefer und die von Kutch dem alten Mittelmeere zuschreibt. Wenn er die Ähnlichkeit mit gewissen europäischen Arten (*B. alfuricus* und *B. canaliculatus* von Schwaben etc., ferner *Peltoceras arduennense*) als frappant bezeichnet, so gilt das nur für diese Typen in gewissem Sinne, nicht aber für die Gesamtfauna. Die Gruppe des *Perisphinctes indonesianus*, *ternatanus* und *moluccanus* scheint dem europäischen Oxford fremd zu sein. Daß BOEHM in der Bewertung der Ähnlichkeit der europäischen und malaischen Oxfordfauna vielleicht etwas zu weit geht, scheint aus dem Umstande hervorzugehen, daß er von 46 Arten nur zwei, *Perisphinctes* aff. *Wartae* und *Peltoceras arduennense*, an bereits bekannte europäische Arten anschließt, alle anderen aber, soweit sie spezifisch bestimmt sind, als neu anspricht. Darin scheint also doch eine gewisse lokale Abweichung von der europäischen Fauna zum Ausdruck zu kommen. Anderseits ist die Verwandtschaft mit der indischen Oxfordfauna vielleicht etwas unterschätzt. Während Macrocephaliten in dem so gut erforschten europäischen Oxford so gut wie gänzlich fehlen, sind diese Typen sowohl in Kutch wie in Niederländisch-Indien ungemein stark vertreten. In beiden Gebieten sind ferner Belemniten der *Gerardi*-Gruppe (*alfuricus* etc.) unter Ausschluß aller anderen Belemnitenarten massenhaft entwickelt. Auch die *Peltoceras* zeigen eine entschiedene Ähnlichkeit (z. B. *P. tjapulului* und *P. semirugosum*). Auf die Beziehungen der merkwürdigen Wai Galo-Fauna zu gewissen Formen der Spiti shales wird Ref. bei einer späteren Gelegenheit zurückkommen. Es sei nur bemerkt, daß Verf. mit Recht die auffallende Ähnlichkeit hervorhebt, welche zwischen der inoceramenführenden Belemnitenstufe an der Basis der Spiti shales und seinen Belemniten- und Inoceramenvorkommen besteht.

Sehr interessante Beobachtungen machte Verf. über die Schalenbeschaffenheit von *Phylloceras malayanum*. Bei jungen Exemplaren kann man von innen nach außen mindestens 4 Schalenlagen unterscheiden, die Flanken zeigen in diesem Stadium Furchen nur auf dem Steinkern. In einem späteren Stadium dagegen ist der Steinkern nur mit einer dünnen Schalenlage bedeckt und die Furchen sind auch auf der Schale ausgeprägt. *Belemnites alfuricus* und seine Nebenformen, wie auch *B. Gerardi* betrachtet Verf. mit ROTHPLETZ als einen echten canaliculaten Belemniten und nicht als absoluten wie NEUMAYR. Den sehr auffallenden *Perisphinctes moluccanus* vergleicht BOEHM mit *P. sparsiplicatus* WAAG., was kaum zu-

treffen dürfte, da diese Form keine Parabelknoten besitzt. *P. moluccanus* bildet mit *P. ternatanus* und *indonesianus* eine kleine, aber sehr bemerkenswerte Gruppe, die zwischen der *Curvicosta*-Gruppe des Kelloway und der *Sabineanus*-Gruppe des oberen Malm teilweise vermittelt: sie schließt sich hinsichtlich des weiten Nabels und des breiten Querschnittes der ersteren, hinsichtlich der Neigung der Externrippen nach vorn der letzteren Gruppe an.

V. Uhlig.

Kreideformation.

A. Tobler: Über das Vorkommen von Kreide- und Carbonschichten in Südwest-Djambi (Sumatra). (Centralbl. f. Min. etc. 1907. 484.)

Wir verdanken dem Verf. die interessante Feststellung, daß im Oberland von Djambi, Südsumatra, Unterneocom mit *Hoplites neocomiensis* d'ORB. und *pexiptychus* UHL., Olcostephanen und Muschelresten vorkommt, das nach BAUMBERGER besonders an das schlesische Valanginien (obere Teschener Schiefer) erinnert. Ferner wird festgestellt, daß die Carbonformation auf Sumatra viel weiter verbreitet ist, als bisher bekannt war. V. Uhlig.

D. Ilovaïsky: Le Mésozoïque du pays de Soswa. (Ann. géol. et min. d. Russie. 8. Petersburg 1906. 259—263.)

Verf. unternahm 1904 eine geologische Untersuchung des Gebietes der Soswa im nördlichen Ural, das zuletzt von FEDOROW 1884—1889 untersucht worden war. Eine genaue Erforschung des Mesozoicums schwiebte ihm als Hauptziel vor. Seine Ergebnisse weichen von denen FEDOROW's etwas ab. Das untere Oxford, das von FEDOROW angenommen wird, konnte Verf. nicht auffinden, wohl aber das Kimmeridge. Diese Stufe erscheint anstehend an der Lopsinia; an der Tolia und Yany-Mania fand Verf. nur lose Versteinerungen dieser Stufe, er nimmt an, daß das auf den kristallinen Gesteinen des Ural auftretende Kimmeridge nach Osten unter der bedeckenden Portlandstufe verschwindet. Das Kimmeridge an der Soswa enthält hauptsächlich Hopliten [beziehentlich *Aulacostephanus*. Ref.], dagegen keine Aspidoceren. Die jüngeren Stufen bestehen aus grünen tonigen Sanden mit Perisphincten, ähnlich dem *Perisphinctes Stschurovskii*. Im Gebiet der Liapine treten zwei Zonen des obersten Jura auf: eine untere mit *P. aff. biplex* LORIOL (non SOWERBY) und eine obere mit Ammoniten aus der Verwandtschaft des *P. Panderi* und *Stschurovskii*. Merkwürdig ist die Armut an Aucellen. Das untere Neocom besteht am Flusse Mourgnia aus grünen Sandsteinen mit *Oxynoticeras* und Olcostephanen aus der Verwandtschaft des *Olcostephanus spasskensis*; darüber finden sich Konkretionen mit Bivalven. Die Basis des Neocom ist nicht bekannt. Die Schichten mit *Perisphinctes aff. biplex* der Liapine können wohl dem mittleren Port-

land von Boulogne (mit *P. biplex*) gleichgestellt werden. Fraglich erscheint das nähere Alter der Schichten mit *P. aff. Stschurowskii*, das vielleicht durch die nähere Bearbeitung der Sammlung aufgehellt werden wird.

V. Uhlig

Tertiärformation.

Fritz Wiegers: Neue Beiträge zur Geologie der Altmark. 1. Das Tertiär im Kreise Gardelegen und einige Bemerkungen über das Diluvium. (Jahrb. k. geol. Landesanst. 28. 2. 253.)

Nach Anführung der älteren Literatur werden die einzelnen Vorkommen des Mittel- und Oberoligocän geschildert (von letzterem sind die fossilarmen Sande wohl besser zu trennen und zum Miocän zu stellen. D. Ref.), besonders die stark gestörte Lagerung und ihr Auftreten in Bohrlöchern, ferner in solchen das Miocän, mannigfaltige Sande und Tone nebst Braunkohlen, die aber keine genügende Ausdehnung und Reinheit besitzen, um bauwürdig zu sein. Darunter wurde besonders bei Klinke Geschiebemergel, anscheinend des oberen Diluviums, angetroffen, der auch über Tage ansteht, so daß die Störung des Tertiärs im Kreise Gardelegen in die letzte Eiszeit fällt.

von Koenen.

Jean Boussac: Eocène moyen et Eocène supérieur. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 7. 355.)

Reklamation gegen DOLLFUS' Einteilung des Obereocän mit dem Bemerk, daß zunächst die Faunen von Auvers, Barton etc. vollständig untersucht werden müssen.

von Koenen.

G. F. Dollfus: Classification des couches de l'Eocène supérieur au Nord de Paris. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 7. 347.)

In neuen Eisenbahneinschnitten zwischen Louvres und Survilliers sind besonders die Sables moyens vorzüglich aufgeschlossen und werden noch genauer von RAMOND, DOLLS und COMBES beschrieben werden. Hier das Audoenien (Calcaire de St. Ouen) mit dem Marinésien vereinigt, welches auch noch die Schichten von Mortefontaine enthält und bis zu den menilit-führenden Gipsmergeln hinaufreicht, während das Auversien die Sande etc. von Beauchamp, von Guespet, von Ermenonville, von Ezanville und den Kalk von Duey umfaßt, wie auf einem Tableau der Schichten des Ober-eocäns des Pariser Beckens dargestellt wird.

von Koenen.

H. Thomas: Note sur un gisement de *Lophiodon* à Sergy au Sud-Est de Fère en Tardenois (Aisne). (Bull. soc. géol. de France. (4.) 6. 686. 1907.)

Aus einer Mergelgrube bei Sergy, in der unter dem Kalk von St. Ouen helle Mergel etc. der Schichten von Mortefontaine und von Duey anstehen, hatte Verf. schon früher (Bull. Services Carte géol de France. 7. 21) Bruchstücke von Zähnen von *Lophiodon parisiensis* angeführt; besser erhaltene Zähne ergaben jetzt, daß es sich um eine neue Art handelt, die in einer folgenden Note (S. 688) von DEPÉRET als *L. Thomasi* beschrieben wird.

von Koenen.

E. Caziot et E. Maury: Nouveaux gisements pliocènes et post-pliocènes marins et complément des faunes déjà publiées des gîtes marins de ces étages, sur la côte des Alpes-Maritimes. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 7. 72. 1907.)

Außer den von den Verff. resp. von DEPÉRET und CAZIOT in früheren Noten in den gleichen Bulletins beschriebenen Aufschlüssen werden noch andere, gelegentliche, im unteren Pliocän: in Nizza, bei Monte Carlo, auf dem rechten Ufer des Var, im oberen Pliocän: auf der Halbinsel St. Jean, im Quaternär: südwestlich vom Golf von Villafranca, unmittelbar westlich von Monaco und am Cap Visille bei Monte Carlo, mitgeteilt.

Kleine Listen von Fossilien dieser Aufschlüsse werden mitgeteilt und solche der früher angeführten vervollständigt. von Koenen.

H. Pohlig: Entdeckung der Dinothereiensande am Niederrhein. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1907. 8/9. 221.)

Nachdem schon früher ein Zahn von *Mastodon longirostris* über der Braunkohle von Alfter bei Bonn bekannt geworden war, hat Verf. jetzt einen Molaren von *Aceratherium* und *Dinotherium* aus den ockergelben Sanden über der Braunkohle des Neuwieder Beckens, welche in Farbe und petrographischer Bildung ganz solchen der Maas entsprechen. Dieses ältere Pliocän wird von jüngstem, den ältesten Rheinsanden der Hochfläche überlagert.

Die Kieseloolithe hält Verf. für eine Abart der Knollensteine „oder Braunkohlensilizite“. von Koenen.

E. Schütze: Über alttertiäre Land- und Süßwassercnchylien aus dem Ries. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1907. 8/9. 191.)

Aus einem Kalkblock aus einem Bahneinschnitt bei Weilheim werden außer *Phragmites* sp. und 2 Arthropoden 10 Süßwasserschnecken und Muscheln und 5 Landschnecken angeführt, von denen die letzteren auch bei Arnegg und teilweise am Eselsberg und Örlinger Tal bei Ulm vorkommen, während 3 der Süßwasserformen aus dem Oligocän Frankreichs und der Insel Wight bekannt sind; die Säugetierreste aus den Spalten des Eselsbergs etc. sind nach SCHLOSSER's Untersuchungen ebenfalls oligocän.

v. Koenen.

dd*

L. CAREZ: Observations sur la classification du Tertiaire inférieur de l'Ariège et de la Haute-Garonne. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 7. 255.)

Gegenüber der Einteilung des unteren Tertiärs in der Ariège und der Haute-Garonne, welche DONCIEUX in seinem Tableau (dieselbe Bull. 6. 449) gegeben hatte, nach welcher 2 Bänke mit *Micraster tercensis* durch Kalk mit Miliolen getrennt würden und unter der unteren die Schichten mit *Physa prisca* lägen, bemerkt Verf., daß er in seiner Géologie des Pyrénées françaises (Mém. expl. Carte géol. dét. de la France. 3. 1905, u. 4. 1906) eine andere, genauere Gliederung der betreffenden Schichten gegeben hat, die hier in einem Tableau mitgeteilt wird. *Micraster tercensis* gehört dem obersten Danien an, die Schichten mit *Physa* dem untersten Thanétien.

von KOENEN.

J. REPELIN: Sur l'âge des terrains oligocènes des environs de Sainte-Croix-du-Mont. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 7. 316.)

FALLOT hatte alle Oligocän-Schichten von Sainte-Croix-du-Mont für Aquitanien erklärt; dagegen wird jetzt ausgeführt, daß gerutschte Massen und Schutt unterhalb der Kirche das Profil z. T. verhüllen, daß es aber mit ca. 40 m Calcaire à Astéries beginnt; darüber folgen die Tone mit Kalkknollen des Stampien mit *Cerithium plicatum*, dann der weiße Kalk des Agonais und die Faluns de Bazas, zuweilen mit Kalk mit *Dreissena Brardi*.

von KOENEN.

Jean BOUSSAC: Observations sur l'Éocène et l'Oligocène de Hampshire. (Compt. rend. Acad. Sciences Paris. 145. 396.)

In Whitecliff-bay findet sich in der Mitte von 45 Fuß blätteriger Tone *Nummulites scabra* des Lutétien, darüber *N. variolaris* des Anversien; in den obersten Schichten mit dieser Art treten bei Bracklesham-bay Miliolen und große Alveolinen (*A. elongata*) auf. Über den Barton-Schichten liegen die weißen Sande mit ganz ähnlicher Fauna [wie Ref. schon vor über 40 Jahren hervorhob], die dem Ludien entsprechen würden. Darüber folgen die brackischen Schichten von Hordwell und Headon (untere) und dann eine Mischfauna mit autochthonen und eingewanderten Formen des Unteroligocän (Lattorfien).

von KOENEN.

J. P. J. RAVN: Molluskfaunaen i Iylands Tertiaer aflejninger en palaeontologisk-stratigrafisk Undersögelse. (Mém. Acad. R. des Sciences etc. de Danemark. Copenhague. (7.) 3. No. 2. Sciences. Mit französ. Resümee, 1 Karte u. 8 Taf.)

Paläocäne Mergel sind über dem Danien mit Bohrlöchern erreicht worden, darüber folgte Untereocän (Moler), das auch an der Küste zwischen

Fridericia und Grenaa ansteht. Das Mitteloligocän findet sich als kalkhaltiger Ton, mit etwas Glimmer und auch wohl Glaukonit, besonders bei Branden und Skive; sowie bei Ustrup und Langaa etc. Oberoligocäne, dunkle, glaukonit- und glimmerhaltige Tone treten besonders nahe dem Fjord von Mariager, z. T. über dem Mitteloligocän, fossilreich besonders bei Cilleborg, ferner in der Provinz Thy etc. auf. Mittelmiocäne, dunkle, sandige Tone sind verbreitet bei Skive etc., enthalten eine bezeichnende Fauna nur in kalkigen Konkretionen in einem Bohrloch bei Viborg. Obermiocäne sandige Glimmertone sind im westlichen und mittleren Jütland mehrfach bekannt, sowie im nordwestlichen Schleswig (Sylt, Spandet, Grom). Braunkohlen bei Viborg und Silkeborg nebst glimmerhaltigen Tonen und Sanden im südöstlichen Jütland dürften dem Unter miocän angehören.

Aus diesen Schichten werden im ganzen 195 Arten Mollusken näher beschrieben und gut abgebildet, als neue Arten nur *Nucula cillebergensis*, *Astarte sylensis*, *Nassa cimbrica*, *Fusus Rosenbergi*, *F. Steenstrupi*, *Atys paucistriatus*.

von Koenen.

C. Gagel: Über die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression in Norddeutschland. (Jahrb. k. geol. Landesanst. 28. 1. 150. 1907.)

Die schon früher vom Verf. beschriebenen Tuff- und Ascheschichten bei Hemmoor, Schwarzenbeck etc. sind stark gestört, gefaltet usw., werden näher geschildert und durch Profile anschaulich gemacht, ihre Verbreitung in Geschieben geschildert. In und zwischen den Tuffschichten finden sich die bezeichnenden Moler-Diatomeen, ferner *Lamna elegans*; sie gehören gleich dem Moler dem Untereocän an. Sie wurden in einem Bohrloch bei Breetza bei Lüneburg 380 m unter der Unterkante des Rupeltons und ca. 60 m über der Unterkante des Paleocän erbohrt, unter diesem noch 40 m Kreide, auf dieser aber etwa 0,5 m Glaukonitsand, der bei Treptow a. d. Tollense auch abgerollte Feuersteine enthält und von 223 m Ton überlagert wird. Dieser wurde bisher für Rupelton gehalten, ist aber von diesem scharf getrennt und zum Londonton zu stellen. Die Feuersteingerölle sind teils lose, teils in verhärteten Konglomeraten von KOERT, DEECKE, GOTTSCHE, KRAUSE etc. in großer Verbreitung im Diluvium gefunden worden und röhren von einer großen paleocänen Transgression her. Hierher gehören wohl auch die von ZEISE beschriebenen, Radiolarien führenden Schichten von Aschaffel und Danzig und die hellgrauen sandigen Letten und das „Bonebed“ an der Basis des samländischen Tertiärs, vielleicht auch Milchquarzkonglomerate mit Feuersteingerölle etc. in den Endmoränen bei Ahrensburg und Ritzerau.

von Koenen.

Quartärformation.

F. E. Geinitz: *Die Eiszeit.* (Die Wissenschaft. Samml. naturw. u. mathem. Monogr. Heft 16. Braunschweig 1906. 198 p. 8°. Mit 25 Abbild. im Text, 3 farb. Taf. u. 1 Tab.)

Das vorliegende Buch über „Die Eiszeit“ ist weniger eine auf geistiger Durchdringung des angehäuften einschlägigen Materiale beruhende Darstellung aus einem Guss, als eine oft nur recht lose Zusammenfügung von Auszügen aus der Literatur (und zwar meist aus zusammenfassenden Werken), wie Verf. das auch selbst im Vorworte (p. VI) andeutet.

In den strittigen Fragen der Eiszeitforschung verhält sich Verf. im allgemeinen rein referierend, ohne die einander widerstreitenden Ansichten zu diskutieren und gegeneinander abzuwägen. Davon macht von wichtigeren Fragen besonders die nach der Zahl der Eiszeiten eine Ausnahme. GEINITZ vertritt bekanntlich die Lehre von der „Einheitlichkeit der Eiszeit“ und diese Lehre tritt in dem ganzen Buche sehr stark in den Vordergrund, ja bildet geradezu das Leitmotiv desselben. Da diese Lehre von der „Einheitlichkeit der Eiszeit“ von den Eiszeitforschern mit ganz verschwindenden Ausnahmen abgelehnt worden ist, ja von der überwältigenden Mehrzahl derselben als völlig undiskutierbar angesehen wird, so kann darüber kein Zweifel bestehen, wie die an der Eiszeitforschung beteiligten Kreise der Fachgenossen über den Wert des vorliegenden Buches für die Einführung in die Kenntnis des Eiszeitalters urteilen müssen. Verf. versucht nun zwar, auch dem gegnerischen, dem „polyglazialistischen“ Standpunkte gerecht zu werden, doch kann Ref. nicht finden, daß ihm das gelungen ist. Daß in dem Buche fortgesetzt „polyglazialistische“ Anschauungen referiert werden, ist nur selbstverständlich, da ja die neuere Literatur fast ganz vom „polyglazialistischen“ Standpunkte aus geschrieben ist.

Die rein geologische Seite des Themas steht durchweg im Vordergrunde, doch wird auch auf geomorphologische Verhältnisse und die Lebewelt des Eiszeitalters etwas eingegangen. Eine nähere Berücksichtigung der Menschen des Eiszeitalters wird in der Einleitung (p. 1—2) abgelehnt.

Ein einleitender Abschnitt, überschrieben „Die Eiszeit“ (p. 1—24) gliedert sich in folgende Unterabschnitte: Einführung, Fauna und Flora des Quartärs, Gletscherentwicklung im Quartär, Verbreitung des quartären Glazialphänomens, Frühere Eiszeiten, Landverteilung vor der Eiszeit, Ursache der Eiszeit, Zeitberechnungen.

Darauf folgen sieben Hauptabschnitte, in denen das Glazialphänomen der verschiedenen Teile der Erde behandelt wird. Der erste, überschrieben „Das nordeuropäische Glazial“ (p. 24—118) nimmt mit 94 Seiten mehr als die Hälfte des diesen sieben Abschnitten zugewiesenen Raumes ein und stellt sich als ein Auszug aus des Verf.'s ausführlicherer Darstellung des gleichen Themas in FRECH's *Lethaea geognostica* dar. Der zweite Abschnitt behandelt „Das Glazialphänomen der Alpen“ (p. 119—141). Der kurze Auszug aus PENCK und BRÜCKNER's klassischem Werke über „Die Alpen im Eiszeitalter“, der hier geboten wird, wird der Bedeutung des

Glazialphänomens der Alpen, von dem die wichtigsten Fortschritte der Eiszeitforschung ausgegangen sind, in keiner Weise gerecht. Abschnitt III, „Das Gebiet zwischen alpiner und nordischer Vergletscherung“ (p. 142—157) und Abschnitt IV, „Eiszeitgletscher im übrigen Europa“ (p. 158—161) leiden ersichtlich unter dem Fehlen neuerer zusammenfassender Darstellungen der in ihnen behandelten Gegenstände. Die einschlägige Spezialliteratur ist sehr unvollständig und ungleichmäßig benutzt. Der fünfte Abschnitt, „Die Eiszeit Nordamerikas“ (p. 161—184) ist wenigstens im wesentlichen ein Auszug aus der vierten Auflage von WRIGHT's „The Ice-Age in North America“. Der sechste Abschnitt, „Die Polarländer“ (p. 187—191) behandelt neben dem quartären Glazialphänomen dieser Gebiete auch das rezente Inlandeis Grönlands. Der siebente und letzte Abschnitt, „Die Eiszeit auf den übrigen Kontinenten“ (p. 191—198) besteht größtenteils aus kurzen, inkohärenten Notizen.

Die Darstellung bewegt sich vielfach in wenig bis gar nicht verständlichen abgerissenen Worten und Satzbruchstücken. Wenn z. B. p. 155 in einer Schilderung des Diluviums des Untermaintales auf eine Charakteristik der Mosbacher Sande die Worte „darüber Löß, Terrassen“ folgen, so ist das dem Ref. trotz seiner Kenntnis des besprochenen Gebietes und der einschlägigen Literatur unverständlich. Das Buch ist so wenig sorgfältig abgefaßt, daß häufig nicht nur Wendungen, wie „Arktische Süßwasserablagerungen mit *Salix polaris* u. a. Land- und Süßwasserconchylien“ (p. 104) vorkommen, sondern auch sachliche Unrichtigkeiten, wie z. B. auf p. 3 die falsche Angabe der Reihenfolge des Auftretens der diluvialen Elefantenarten, oder auf p. 144 die Profiltabelle, nach der die Basis der Travertine (der Gegend von Weimar) über einem Teil der Travertine selbst liegt und in der mehrfach ein und dieselbe Schicht teils unter verschiedenen Bezeichnungen, teils sogar unter der gleichen Bezeichnung (!) in verschiedenen Niveaus angegeben ist. Wüst.

G. Steinmann: Über das Diluvium am Rodderberge. (Sitz.-Ber. d. Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilk. zu Bonn. 1906. 1—13.)

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich nicht nur mit dem Diluvium des Rodderberges, sondern versucht auch eine Parallelisierung des nieder-rheinischen Diluviums mit dem oberrheinischen, ja auch mit dem alpinen und norddeutschen durchzuführen.

Am Rodderberge sind 4 diluviale Schotterterrassen zu unterscheiden, deren Oberflächen in 65, 69—70, 110 und 190 m Meereshöhe oder in 14, 18—19, 59 und 139 m Höhe über dem Rheine liegen. Die unterste dieser Terrassen ist lößfrei, auf der zweituntersten lagert konkordant ein Löß auf, der die Merkmale des jüngeren Lösses des Oberrheingebietes zeigt, und die drittunterste Terrasse schließlich wird von einem Löss mit den Merkmalen des älteren Lösses des Oberrheingebietes überlagert. Die Eruption des Rodderberges fällt in den Beginn der Bildungszeit des jüngeren Lösses. Nach der Bezeichnungsweise von E. KAISER sind die

unterste Terrasse als Niederterrasse, die beiden folgenden als Mittelterassen und die vierte, oberste als Hauptterrasse zu bezeichnen. Verf. erblickt in diesen Terrassen die Äquivalente seiner Niederterrasse, Mittelterrasse, Hochterrasse und Decke im Oberrheingebiete. Die niederrheinische Hauptterrasse PHILIPPSON's und KAISER's hält er für das Äquivalent der jüngeren Decke des Alpengebietes und vermutet die niederrheinischen Äquivalente der älteren Deckenschotter des Alpengebietes in den Kieseloolithschottern KAISER's. [Wenn man mit PENCK und BRÜCKNER STEINMANN's Mittelterrasse der Hochterrasse der Alpen gleichsetzt, so kann man das Äquivalent der älteren Decke nur in der Hauptterrasse, nicht in der Kieseloolithterrasse erblicken. An dem vorquartären Alter der letzteren kann auch nach den nach STEINMANN's Arbeit erschienenen Arbeiten von KAISER, FLIEGEL und MORDZIOL kein Zweifel mehr sein. Ref.] Trotz der weitgehenden Übereinstimmung zwischen dem niederrheinischen und dem oberrheinischen Diluvium ist ein Unterschied zwischen beiden scharf ausgeprägt, der darauf beruht, daß während der Diluvialzeit das Niederrheingebiet eine Hebung, das Oberrheingebiet hingegen eine Senkung erfuhr: im Niederrheingebiete liegen die einzelnen Schotteraufschüttungen staffelartig in Terrassen übereinander, im Oberrheingebiete hingegen senken sich die bei Basel noch, wie im Niederrheingebiete, staffelartig übereinander liegenden Schotterterrassen von Süden nach Norden dergestalt, daß die älteren Terrassen unter den Schottern der Niederterrasse verschwinden.

„Was bis jetzt über die Verbreitung und Ausbildung der Lößbildungen in Mittel- und Norddeutschland ermittelt worden ist, scheint sich anstandslos in das rheinische Schema einzufügen.“ Älterer und jüngerer Löß sind in Thüringen bekannt geworden, wo nur unterer, nicht auch oberer Geschiebemergel entwickelt ist. Wo, wie in der Magdeburger Börde, oberer Geschiebemergel vorhanden ist, da ist nur jüngerer Löß vertreten. Auf der baltischen Endmoräne und ihren Abschwemmungsprodukten fehlt Löß. Hiermit sagt Verf., daß er den unteren Geschiebemergel für der Hochterrasse, den oberen für der Mittelterrasse und die baltische Endmoräne für der Niederterrasse äquivalent erachtet. [Der geringmächtige Löß der Börde und der sächsisch-thüringischen Flachlandsbucht bis nach Halle und Lützen im Südwesten kann meines Erachtens nicht als Äquivalent des jüngeren Lösses des Oberrheingebietes, sondern nur als ein nach der Niederterrasseneiszeit gebildeter — jedenfalls interstadialer — Löß angesehen werden. Südlich und südwestlich vom Verbreitungsgebiete dieses Lösses tritt dann zunächst jüngerer Löß und dann außerdem auch älterer Löß auf. Ref.] Wüst.

Erich Kaiser: Das akademische Gut Dikopshof, Gutswirtschaft der königlichen landwirtschaftlichen Akademie Bonn-Poppelsdorf. Herausgeg. v. d. k. preuß. geol. Landesanst. 54 p. u. 1 geol. Karte. Berlin 1906.

Die Arbeit bringt eine geologisch-agronomische Karte der im Titel genannten Gutswirtschaft im Maßstabe 1:5000 nebst einer Erläuterung

zu derselben, welche sehr ausführlich gehalten ist, „da sie speziell für die Studierenden der landwirtschaftlichen Akademie Bonn-Poppelsdorf und auch für die Landwirte der weiteren Umgebung des Dikopshofs bestimmt ist, deren Interesse dadurch auf die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme am Niederrhein gelenkt werden soll“.

Den Hauptteil der Arbeit macht die geologisch-agronomische Beschreibung der Gutswirtschaft aus, der chemische und mechanische Bodenanalysen und Bohrregister folgen. Die geologisch-agronomische Beschreibung gibt nach einem kurzen Überblicke über Lage, Oberflächengestaltung, Entstehung des Untergrundes und Methode der Kartendarstellung eine ausführliche Behandlung der Gesteine und Bodenarten.

Die behandelte Gutswirtschaft weist geologisch sehr einfache Verhältnisse auf. Sie liegt auf einem im allgemeinen lößbedeckten Stücke der Mittelterrasse des Rheines, in die einige Alluvialrinnen eingeschnitten sind.

Ein in der Orientierung über die Entstehung des Untergrundes abgebildetes und besprochenes „Profil durch das Vorgebirge und die Rheiniederung quer zum Rheintal“ zeigt über braunkohlenführendem Tertiär auf dem Vorgebirge die Kieseloolithschotter von Hochterrassenschottern überlagert, in der Rheinebene ineinandergeschachtelt Mittel- und Niederterrassenschotter und Alluvium und weiter Alluvium und Niederterrasse freilassend, auf der Mittelterrasse auflagernd und von dieser aus am Abhange des Vorgebirges sich hinaufziehend den Löß.

Wüst.

Hans Menzel: Über die Gliederung und Ausbildung der jungtertiären und quartären Bildungen im südlichen Hannover und Braunschweig. (S.-A. a. d. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1904. **25**. 4. 621—637. 1906.)

Das untersuchte Gebiet „umfaßt die Hauptteile der beiden unter dem Namen der Hilsmulde und der Gronauer Kreidemulde bekannten Berggruppen, die durch das Tal der Leine voneinander geschieden werden“ und ist in der Hauptsache auf den Blättern Alfeld, Eschershausen, Salzhemmendorf, Gronau und Sibesse dargestellt.

Die nach Abschluß der mittelmiocänen Krustenbewegungen gebildeten Ablagerungen gliedert Verf. folgendermaßen:

1. Voreiszeitliche Bildungen: Sande, Tone und Braunkohlen des Weener Bruches mit *Scirpus*, *Brasenia* und *Pinus cf. Cortesi*; humose Sande und sandige Tone mit eingelagerten Torfstreifen, die u. a. einen zwischen dem miocänen *Kaltennordheimensis* und dem quartären *Aloides* intermediären *Stratiotes* geliefert haben, von Eime.

2. Ablagerungen der älteren Eiszeit: Nordische Glazialablagerungen.

3. Interglazialschichten von Wallensen, vom Verf. schon früher eingehend behandelt. Gegen Ende der Interglazialzeiten erfolgten Krustenbewegungen.

4. Jungdiluviale Kiesterrassen, die heutige Talsohle um 10—12 m überragend, der Zeit der jüngeren, nach Süden nur bis in die Gegend von Hannover und Braunschweig reichenden Vereisung angehörend.

5. Löblehm und Gehängelehm.

6. Alluvialbildung.

Es folgen einige Erörterungen über wirtschaftlich verwertbare Gesteine, die Bedeutung der quartären Schichten für die Landwirtschaft, die — vom Verf. schon in früheren Arbeiten geschilderte — Flora und Fauna der behandelten Ablagerungen und das Vorkommen von Anzeichen der Existenz von Menschen in den quartären Bildungen des Gebietes. Aus den zuletzt genannten Ausführungen ist hervorzuheben, daß Verf. wiederholt auf der Oberfläche der nordischen Glazialablagerungen paläolithische Werkzeuge gefunden hat, die er der Interglazialzeit zuschreibt.

Wüst.

A. Steuer: Über das Vorkommen von Radiolarienhornsteinen in den Diluvialterrassen des Rheintals. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. großh. geol. Landesanst. zu Darmstadt. IV. Folge. Heft 27. 1906. 4. 27—30.)

Verf. beschreibt zunächst die dem alpinen Tithon entstammenden roten bis braunroten Radiolarienhornsteine oder Radiolite der Rheinkiese und würdigt ihre Bedeutung als wichtigster Leitgeschiebe alter Rheinkiese. Dann benützt er das Vorhandensein oder Fehlen dieser Radiolarite zur Ermittlung der Beteiligung oder Nichtbeteiligung des Rheines bei der Bildung gewisser alter Schotter des Mainzer Beckens und weiter rhein-abwärts gelegener Gebiete und kommt dabei zu folgenden für die Geschichte des Rheines äußerst wichtigen Ergebnissen: Der älteste diluviale Rhein floß nicht über Mainz, sondern — wohl bei Oppenheim nach Westen abbiegend — über das rheinhessische Plateau bei Finthen und vereinigte sich wohl zwischen Ingelheim und Gaualgesheim mit dem Maine, um weiterhin ungefähr dem heutigen Rheinlaufe durch das rheinische Schiefergebirge zu folgen. Darauf brach zur Bildungszeit der Mosbacher Sande der Rhein in sein heutiges Tal ein und lagerte viele der hier vorhandenen alten Mainablagerungen um, wodurch sich das überaus starke Vorherrschen des Mainmaterials in den älteren Rheinschottern zwischen Mainz und Bingen erklärt.

Wüst.

R. Amthor: Reste tertiärer Ablagerungen nördlich von Gotha. (Zeitschr. f. Naturwiss. 78. 1905/06. 109—112. 1906.)

Verf. beschreibt Schmelzwasserabsätze von Westhausen nördlich von Gotha, die marine, oberoligocäne Conchylien liefert haben und sucht in nichts weniger als einwandsfreier Argumentation darzutun, daß „in der nächsten Umgebung von Westhausen ehemals, jedenfalls noch während der Haupteisperiode Thüringens, marine oberoligocäne Ablagerungen zu finden waren.“

Wüst.

R. Amthor: Eiszeitreste bei Ballstädt nördlich von Gotha. (Zeitschr. f. Naturwiss. 78. 1905/6. 428—438. 1907.)

Verf. beschreibt zwei von fluvioglazialen Ablagerungen unterlagerte Geschiebemergel in bezw. bei Ballstädt nördlich von Gotha. In dem einen der beschriebenen Aufschlüsse führen die fluvioglazialen Sande marine, oberoligocäne Conchylien.

Wüst.

F. Hocker: Nachtrag zum Verzeichnis der in der diluvialen Sand- und Tuffablagerung von Brüheim bei Gotha vorkommenden Conchylien. (Nachrichtsblatt der deutschen Malacozool. Ges. 39. Jahrg. 1907. 86—93.)

Verf. gibt ein neues, um viele Nachträge vermehrtes Verzeichnis der Conchylien der Travertine von Brüheim bei Gotha. An wichtigeren Arten werden für den Fundort neu nachgewiesen: *Pupa (Isthmia) costulata* NILSS., *P. (Alaea) alpestris* ALD., *P. (Al.) Moulinsiana* DUP., *Clausilia (Clausiliastra) brueheimensis* n. sp. (*Cl. silesiaca* A. SCHM. und *orthostoma* MKE. nahestehend), *Cl. (Strigillaria) cana* HELD, *Cl. (Pirostoma) densestriata* RM. und *Acme diluviana* n. sp. (eine recht isoliert stehende Form, welche nach O. BOETTGER „höchstens eine leichte Anlehnung an die Gruppe der *A. limbata* Rss. aus dem Untermiocän von Tuchorič in Nordböhmen“ zeigt).

Der Conchylienbestand der Travertine von Brüheim umfaßt nunmehr 58 Arten von Landschnecken, 11 Arten von Süßwasserschnecken und 2 Arten von Süßwassermuscheln, also im ganzen 71 Arten. Er steht demjenigen der bekannten Travertine der Gegend von Weimar und von Tonna nahe. Von den Conchylien der Travertine von Brüheim sind in den Travertinen von Weimar und Tonna an wichtigeren Arten u. a. folgende nachgewiesen: *Zonites acieformis* KLEIN, *Patula solaris* MKE., *Helix (Tachea) Vindobonensis* FÉR., *Pupa (Isthmia) costulata* NILSS., *P. (Alaea) alpestris* ALD., *P. (A.) Moulinsiana* DUP., *P. (A.) substriata* JEFFR., *Clausilia (Strigillaria) cana* HELD, *Cl. (Graciliaria) filograna* RM. und *Cl. (Pirostoma) densestriata* RM. Von den 71 Arten der Travertine von Brüheim fehlen den Travertinen von Weimar und Tonna nur folgende 10: *Vitrina Kochii* ANDR., *Clausilia (Clausiliastra) brueheimensis* HOCKER, *Cl. (Fusulus) interrupta* C. PFR., *Cl. (Kuzmicia) cruciata* STUD., *Cl. (Pirostoma) tumida* K., *Cionella (Azeca) tridens* PULT., *Limnaea (Limnophysa) diluviana* ANDR., *Planorbis (Gyrorbis) septemgyratus* RM., *Acme diluviana* HOCKER und *Sphaerium corneum* LIN.

Wüst.

Ewald Wüst: Der Conchylienbestand der Kiese im Liegenden der Travertine von Weimar. (Nachrichtsblatt der deutschen Malacozool. Ges. 39. Jahrg. 1907. 94—96.)

Von den 9 Arten (7 Landschnecken, 1 Süßwasserschnecke und 1 Süßwassermuschel) der Kiese im Liegenden der Travertine von Weimar fehlen nicht weniger als 2 — *Helix (Vallonia) tenuilabris* AL. BR. und *Pupa (Vertigo) parcedentata* AL. BR. var. *Genesii* GREDL. — den Travertinen selbst. Das Vorkommen der erwähnten beiden Arten und der Charakter des gesamten recht ärmlichen Conchylienbestandes deuten darauf hin, daß die liegenden Kiese unter einem kälteren Klima als die hangenden Travertine abgelagert worden sind.

Wüst.

Ewald Wüst: Die Schnecken der Fundschicht des *Rhinoceros hundsheimensis* TOULA bei Hundsheim in Niederösterreich. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1907. 83—87.)

Eine Revision des kleinen, aber interessanten Schneckenbestandes ergab folgende Liste: *Zonites croaticus* PARTSCH ap. ROSSM., *Helix (Eulota) fruticum* MÜLL., *H. (Campylaea) Canthensis* BEYR., *H. (C.) sp. indet.*, *H. (Pomatia) pomatia* LIN. *Helix (Campylaea) Canthensis* BEYR. ist bisher nur zu Paschwitz bei Canth und zu Hundsheim nachgewiesen; was sonst dafür ausgegeben worden ist, gehört zu *H. (C.) banatica* PARTSCH ap. ROSSM.

Wüst.

S. Clessin: Conchylien aus dem Löß der Umgegend von Wien. (Nachrichtsblatt der deutschen Malacozool. Ges. 39. Jahrg. 1907. 115—116.)

Aufzählung von 12 Arten Landschnecken.

Wüst.

Th. Kormos: Vorläufiger Bericht über eine interessante pleistocene Molluskenfauna in Südgarn. (Nachrichtsblatt der deutschen Malacozool. Ges. 39. Jahrg. 1907. 155—162.)

Verf. berichtet über einen äußerst interessanten Conchylienbestand, den EUGEN v. CHOLNOKY in einem lößartigen Materiale bei Gerebencz in der beinahe 400 qkm großen Deliblater Sandwüste im Temeser Komitate gesammelt hat. Der Bestand besteht aus 26 Arten Landschnecken, 1 Art Süßwasserschnecken und 1 Art Süßwassermuscheln, also zusammen 28 Arten Mollusken. Von diesen Arten kommt nur eine einzige, *Chondrula tridens* MÜLL., heute noch in der Deliblater Sandwüste vor; nur 8 sind heute im Temeser Komitate lebend vorhanden. Der größte Teil der nachgewiesenen Arten lebt heute an feuchten Orten oder in bewaldeten Gegenden und einige der Arten, wie *Vallonia tenuilabris* AL. BR. und *Sphyradium columella* G. MTS., deuten auf ein kälteres Klima hin. Entweder haben zur Lebenszeit dieser Mollusken entsprechende klimatische Verhältnisse in der

heutigen Deliblater Sandwüste geherrscht oder es sind die gefundenen Conchylien aus benachbarten bewaldeten Gebirgsgegenden durch fließendes Wasser in die Deliblater Sandwüste eingeschwemmt worden. Veif. spricht sich für die letztere dieser beiden Möglichkeiten aus. **Wüst.**

A. Wollemann: Die Fossilien der Kalktuffe des Elms und Lappwaldes. (XV. Jahresber. d. Ver. f. Naturwiss. zu Braunschweig f. d. J. 1906/07. 1907. 53—57.)

Die Kalktuffe des Elms und Lappwaldes haben Reste von Pflanzen, Mollusken und Wirbeltieren geliefert. Als die fossilienreichsten erscheinen die Kalktuffe von Königslutter mit 15 Arten Mollusken und 13 Arten Wirbeltieren und die Kalktuffe von Walbeck bei Helmstedt mit 42 Arten Mollusken und 7 Arten Wirbeltieren. Unter den Wirbeltieren befinden sich stets auch Haustiere, wie überhaupt die Fossilienlisten auf ein alluviales Alter der Kalktuffe hinweisen. Nur die Kalktuffe von Königslutter haben in ihren unteren Schichten *Rhinoceros*-Reste geliefert, während ihre oberen Schichten u. a. Reste mehrerer Haustierarten enthalten. Es scheinen demnach hier diluviale Kalktuffe von alluvialen überlagert zu werden.

Wüst.

Ernst Naumann und Edmund Picard: Über Ablagerungen der Ilm und Saale vor der ersten Vereisung Thüringens. (Separatabdr. a. d. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1907. 28. 1. 1907. 141—149.)

Die vorliegende Arbeit vervollständigt recht wesentlich unsere Kenntnis des Flusßnetzes Thüringens vor der ersten Vereisung dieses Gebietes. Sie zeigt besonders, daß die von nordischem Gesteinsmateriale freien Ilm-Kiese von der Gegend von Süßenborn bei Weimar bis zu der von Balgstädt an der Unstrut gleichaltrig sein dürften und von einer Ilm abgelagert worden sind, welche bei Zscheiplitz unweit Balgstädt in die Unstrut mündete.

Wüst.

A. Weiss: Beiträge zur pleistocänen, alluvialen und rezenten Conchylienfauna der Umgebung von Gera (Reuß). (46.—48. Jahresber. d. Ges. v. Freunden d. Naturw. in Gera [Reuß]. 1903—1905. Gera 1906. 115—116.)

Der Kalktuff von Röpsen lieferte 34 Arten Schnecken, 26 Arten Land- und 8 Arten Süßwasserschnecken. Bemerkenswert ist das Vorkommen von *Belgrandia marginata* Mich. Der Schneckenbestand erinnert an den der sogen. älteren thüringischen Travertine von Weimar, Tonna usw. Die Kalktuffe von Scheubengrobsdorf und Tinz lieferten nur wenige, noch in der Gegend lebende Arten von Mollusken. **Wüst.**

A. Auerbach: Die Heimat erratischer Geschiebe aus der Umgegend von Gera. (46.—48. Jahresber. d. Ges. v. Freunden d. Naturw. in Gera [Reuß]. 1903—1905. Gera 1906. 183—184.)

Genaue Bestimmung der Heimat von 13 in Geschieben in der Umgegend von Gera gefundenen nordischen Gesteinen durch die k. preußische geologische Landesanstalt in Berlin. **Wüst.**

E. Werth: Das Diluvium des Hirschberger Kessels. (Zeitschr. d. geol. Ges. 59. 71.)

Neue Aufschlüsse zeigten Ablagerungen des nordischen Eises in mannigfacher inniger Verknüpfung von ungeschichteten und geschichteten Massen, Grundmoräne und Schmelzwasserabsätzen; drei Ablagerungen (Diluvialsand, Geschiebelehm und geschichtete Grundmoräne), sowie steinärmer geschichteter Lehm, sind als gleichaltrige Bildungen am Südrande der ehemaligen Eiszunge abgesetzt. Z. T. haben sie auch Schichtenstauchungen erfahren. Die Geschiebeführung lässt auf eine südsüdöstliche Bewegungsrichtung des Eises schließen. Ein anderer Aufschluß zeigte kreuzgeschichtete braune Schotter mit reichlichem einheimischem Gesteinsmaterial, sehr ähnlich dem jungglazialen Terrassenschotter, aber bedeckt von Geschiebelehm mit nordischen Gesteinen, also präglazial. Die Gewässer haben in den verschiedenen Phasen der Eiszeit verschiedene Wege genommen; der Bober hat seit dem Rückgang des Eises seinen Verlauf durch die Sattelschlucht beibehalten (begleitende Terrassensysteme, welche ebenso wie die der Lomnitz und des Zacken der letzten Eiszeit angehören, z. T. Stauchungserscheinungen zeigend, die nicht glazial sind. Das Diluvium im Hirschberger Kessel wird sonach folgendermaßen gegliedert:

4. Postglazial (?): Niedrigste Terrasse am Bober, sowie vermutlich die Knochenfunde (Renntier, Rind, Mammuth) am „Weltende“.
3. Letzte Eiszeit: Jungglaziale Gebirgsschotter der höheren Terrassen an Lomnitz, Bober, Zacken pp. Moränen des Melzergrundes, der Teich- und Schneegruben.
2. Vorletzte (große) Eiszeit: Nordische Grundmoräne und zugehörige Diluvialsande und -Tone, nordische, nördliche und Riesengebirgs-gesteine enthaltend (gemengtes Diluvium).
1. Präglazial (in bezug auf die vorletzte Eiszeit): Heimische Schotter im Liegenden der nordischen Grundmoräne (Boberrohrsdorf).

E. Geinitz.

W. Deecke: Interglazialer Torf in Vorpommern. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 59. 1907.)

Bei Niepars unweit Stralsund fand sich unter 43 m Geschiebemergel mit Sandeinlagerung bis zu 50 m Sand, Torf und Süßwassermuschelsand, darunter noch bis 50,5 m Grand. Das Diluvium ist nicht durchsunken. Die Tiefenlage spricht für spätere erhebliche Bodenbewegungen.

E. Geinitz.

R. Struck: Neue Beobachtungspunkte tertiärer und fossilführender diluvialer Schichten in Schleswig-Holstein und Lauenburg. (Mittheil. Geogr. Ges. Lübeck. 22. 1907. 43 p.)

Von 24 teils neuen, teils bereits bekannten Fundpunkten werden neue Beobachtungen mitgeteilt.

Hervorgehoben mag davon folgendes sein: Diatomeen führende Tone unsicherer Alters bei Bredstedt, marines Diluvium von Kaltenkirchen und Prisdorf (mit unterlagernder Torfschicht). Das Geschiebesandgebiet zwischen Eider, Dithmarschen und Stör enthält auch Anzeichen von N.—S. verlaufenden Eisrandstillstandslagen. Hier fand Verf. mehrere neue Funde von Tertiär und marinem Diluvium: Bunsoh mit borealer Fauna, Oldenhütten mit marinem Diluvialton und Eocänton, Innien marines Diluvium mit Tertiärtönen (Eocän und Rupelton), sowie Süßwassersedimente. Kellinghusen zeigt neben dem arktischen Ton eocänen in Stauchung, überlagert von Sanden und Torf.

Rensing: Eocänton, z. T. mit Radiolarien. Burg: Eocänton sehr gestört, mit feuersteinreichem Geschiebemergel. Eocän fand sich auch noch an anderen Lokalitäten. (Der rote Ton von Lieth ist eine Scholle im oberen Diluvium.)

Wacken mit marinem Diluvium. Hier und bei Vaale gipshaltige, fossilfreie (eocäne?) Tone.

Lauenburg: Bei Lauenburg ist eine Endmoränenstaffel, zu der auch der Hasenberg gehört, nachzuweisen. Der „Lauenburger Ton“ ist ein Gemenge verschiedener Tonarten, wenig und sehr feines nordisches Material ist ihm eigen; seine Stellung als interglazial wird diskutiert; er ist verschieden von einem ähnlichen dunklen Septarienton, welcher wahrscheinlich eocän ist.

Tarbeck: Neue, wichtige Beobachtungen über die, marine und Süßwasser-Fossilien führenden Schichten. Endlich wird marines Diluvium noch von Schackendorf bei Fahrenkrug, Negernbötel und Kükels angeführt; das interglaziale Meer hat somit das ganze Gebiet noch über den Westrand der Hügellandschaft des Ostens überflutet.

Süßwasserconchylien führende Diluvialablagerungen werden schließlich am Bistensee angeführt.

Anmerkungsweise folgen noch Bemerkungen über die, verschiedenen Systemen angehörigen, tektonischen (Sattel- und Bruch-) Linien der Provinz.

E. Geinitz.

F. Kaunhowen: Beobachtungen über Diluvium, Tertiär und Kreide in Ostpreußen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 28. 1907. 224—236.)

Eine Bohrung in Jüdschen ergab 84 m Diluvium mit 4 Bänken von Geschiebemergel, bis 87,4 m aufgearbeitetes Tertiär und darunter

Geschiebemergel, von 90,2—108 m kalkfreies Paläocän oder unteres Unteroligocän und bis 118,5 Obersenon. Bei Groß-Steinort und Rosengarten wurden mächtige Schollen von Senonkreide in Geschiebemergel nachgewiesen. Die Bohrung Lyck wies das südlichste Kreidevorkommen der Provinz nach; unter 183,6 m (!) mächtigem Diluvium bis 200 m glaukonitischen Mergel mit Sandsteinbank. Die Bohrung Grünweitschen fand 102 m Diluvium, und zwar eine durch verschiedene Farbe in zwei Horizonte geteilte Grundmoräne auf Geschiebemergel und Wehlauer Ton (von 77—102 m) und von 102—122 glaukonitischen Mergel und Sandstein des Senon.

E. Geinitz.

W. Wolff: Der geologische Bau der Bremer Gegend.
Festschr. Ver. Gesundheitspflege. 9 p.)

Vom älteren Grundgebirge ist zunächst noch wenig bekannt: salziges Grundwasser deutet das Vorhandensein des Salzgebirges an. Vom Tertiär ist toniges Ober- und sandiges Mittelmiocän, toniges Mittel- und sandigkiesiges Unteroligocän (Obereocän) bekannt; Braunkohle ist der Erosion zum Opfer gefallen. Das Tertiär bildet eine ebene, 30—60 m unter Meeresspiegel versunkene Oberfläche, in welche aber einige sehr tiefe Täler eingeschnitten sind (eines hat bei 235 m u. d. M. noch nicht das Tertiär erreicht); dies entspricht der pliocänen Hebung gegen 300 m.

Das Diluvium besteht hier aus einer unteren, sehr mächtigen, aus Sand und Ton aufgebauten und einer oberen Abteilung mit Geschiebemergel und Kies. diskordant auf dem unteren lagernd. Interglazial fehlt; allerdings sind Pflanzenreste beobachtet. Postglazial ist die Steinsohle in 4—12 m Tiefe. Erst lange nach dem Schwinden des Eises scheint die Weser ihren alten Nordweg gegen Bremen wiedergefunden zu haben, ihre Erosion setzt eine höhere Lage (mindestens um 20 m) des Gebietes voraus. Nachher trat eine Senkung ein, mit Änderung der Sedimentation (Marschklei).

Der Mensch besiedelte das Wesertal bereits im jüngeren Steinalter auf den flutfreien Vorgeest- und Talsandgebieten. E. Geinitz.

F. Kaunhowen: Geologische Untersuchungen in dem Gebiete längs der Bahn Lötzen—Arys—Johannisburg. Ostpreußen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 27. 1907. 418—446.)

Mitteilung und Profildarstellungen beachtenswerter Diluvialaufschlüsse. Im Geschiebemergel häufig Sand- und Kieseinlagerungen, besonders häufig im Endmoränengebiet; hier in mannigfaltigster Lagerungsform, in Aufsattelungen und kleinen Verwerfungen, oder zu wüstem Haufwerk zusammengearbeitet und schließlich von einer Sanddecke überlagert. Zahlreich sind Flachmoore, z. T. mit Übergang zu Hochmoor.

Mehrfach sind Sandterrassen angeschnitten mit charakteristischer Schichtung; die Terrassen gehören der zweiten (niederen) Terrasse des Mauerseegebietes an und zeigen die weite Ausdehnung des früher beschriebenen großen Sees an. Auch Reste der höheren und der tiefsten Terrasse sind erkannt.

E. Geinitz.

F. Kaunhowen: Das geologische Profil längs der Berliner Untergrundbahn und die Stellung des Berliner Diluviums. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 27. 375—398. 1 Profiltaf.)

In starker Zerstückelung tritt normaler Geschiebemergel auf mit sehr unebener Ober- und Unterkante und wechselnder Mächtigkeit (bis 25 m), oft mit plötzlichem Abbruch gegen Sandpfeiler; auch mit sandigen Einlagerungen. Er wird als oberer betrachtet (der untere scheint im Berliner Tal erheblich stärker reduziert zu sein).

Unter ihm folgen feine und mittelkörnige Sande, erst in größerer Tiefe grobsandige und kiesige Schichten.

Die *Paludina diluviana* findet sich unter dem oberen Geschiebemergel in interglazialem Teichschlamm unter nur einem Geschiebemergel, auf Sanden, unter denen bei 59—61 m grauer Geschiebemergel angeführt wird. Verf. widerspricht danach der Auffassung, daß in der Berliner Gegend die Paludinenbank von zwei verschiedenalterigen Grundmoränen überlagert werde.

In einem Nachtrag gibt Verf. aber folgende Aufeinanderfolge der quartären Bildungen im Berliner Tal:

Talbildungen.

Oberer Geschiebemergel.

2. Interglazial (Rixdorfer Horizont, Torf).

Mittlerer Geschiebemergel.

1. Interglazial (Paludinenhorizont).

Unterer Geschiebemergel.

Für die Gleichstellung des oberen Geschiebemergelhorizontes im Tal mit demjenigen auf den Hochflächen spricht auch die Wasserführung der sie unterlagernden Sandkomplexe.

Die Sande über dem Geschiebemergel sind meist Feinsande, nur untergeordnet mit kiesigen Nestern und Lagen, bis 12 m mächtig. Weil in ihnen Kiefernstubben in natürlicher Stellung gefunden wurden, spricht Verf. sie nicht als jungdiluviale, sondern als alluviale Talsande an.

Unterlagert wird der Geschiebemergel meist von mächtigen Sanden feinen Kornes, bisweilen mit kiesigen Einlagerungen, während ausgedehnte und mächtige Kiesschichten erst in größerer Tiefe folgen. Unmittelbar überlagert wird die Moräne von wenig mächtiger Kiesschicht, als Ausschlammprodukt ihrer Oberfläche; dieser „Grenzsand“ trennt den hangenden und liegenden Sand da, wo der Geschiebemergel zerstört ist. An seiner Oberkante liegt weit verbreitet eine dünne Schicht von Braunkohlengerölle mit viel Bernstein.

Die Aufeinanderfolge des Gesamtprofils ergibt sonach (von unten nach oben):

Starkströmendes, transportkräftiges Wasser.

Ruhiges, weniger transportkräftiges Wasser mit nur seltenen stärkeren Strömungsscheinungen.

Eisbedeckung.

Starke, außerordentlich transportfähige und aufarbeitende Wasserbewegung (Abschmelzperiode).

Ruhig fließendes Wasser mit nur zeitweise kräftiger Strömung (Alluvium).

Die Sande des Westendplateaus und Grunewaldes sind oberdiluviale Aufschüttungen, z. T. in unmittelbarer Nähe von Eisrandlagen und sind auf weite Strecken deutlich terrassiert.

In den „Grenzsanden“ und im Geschiebemergel sind Fossilreste gefunden, *Elephas* und *Bison priscus*, sowie *Paludina diluviana*. Zum Schluß wird noch auf die Wasserführung der Sande eingegangen.

E. Geinitz.