Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

W. v. Knebel: Der Vulkanismus. (Aus der Sammlung „Die Natur", herausgeg. v. W. Schoenichen. Osterwieck, o. Jahr. Mit 9 Taf. u. Textabb.)

Das 128 p. starke Buch ist für einen sehr weiten Leserkreis berechnet. Es werden die eigentlichen vulkanischen Erscheinungen nur wenig ausführlich behandelt, im übrigen das Wesen des Vulkanismus hauptsächlich im Sinne Stübel's erörtert, zu dessen Hypothesen sich Verf. fast rückhaltlos bekennt. Ebenso wird der Leser besonders mit den Anschauungen Branca's über die schwäbischen Vulkane und das Nördlinger Ries bekannt gemacht. Als sehr wichtig für die Erkenntnis des Vulkanismus bezeichnet v. Knebel die Calderen, worunter er sehr verschiedene Gebilde zusammenfaßt; er unterscheidet sie in Explosions-, Einbruchs- und Riescalderen. Zu den letzteren rechnet er die klassische Caldera von Palma; sie entsprechen nach ihm „ungefähr dem, was die älteren Geologen unter Erhebungskratern sich vorstellten" (vergl. dagegen Gagel's eingehende Darstellung jenes Erosionstales, dies. Jahrb. 1909. II. -47-). Auch das Nördlinger Ries wird als Erhebungskrater solcher Art betrachtet. Als Panzerdecke im Sinne Stübel's wird eine große „nordatlantische Tertiärpanzerung" aufgeführt, die sich von Island nach den britischen Inseln erstrecke und in deren glutflüssigen Magmanestern sich die Wurzeln für die heutigen Vulkane Islands befinden sollen. **Bergeat.**

W. Branca: Vulkane und Spalten. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexiko 1907. 985—1028.)

Entspricht inhaltlich den in diesem Jahrbuch und dem Zentralbl. f. Min. etc. erschienenen und referierten Aufsätzen des Verf. über denselben Gegenstand. **Bergeat.**

A. Heilprin: The concurrence and interrelation of volcanic and seismic phenomena. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexico 1907. 187—196.)

Verf. vertritt die Anschauung, daß zwischen den großen Erdbeben und vulkanischer Tätigkeit, auch wenn sich beide in weit entfernten Gebieten, aber annähernd zur selben Zeit abspielen, ein ursächlicher Zusammenhang bestehen müsse. Er erinnert zunächst daran, daß einerseits nach Yamasaki jedem großen japanischen Erdbeben zwischen 1893 und 1902, anderseits dem Ausbruch des Mont Pelé 1902 magnetische Störungen vorausgegangen seien. Sodann betont er einen innigen Zusammenhang einerseits zwischen dem großen Erdbeben von Quezaltenango im April 1902 und dem Wiedererwachen der Vulkane Mont Pelé (8. Mai 1902), der Soufrière auf St. Vincent (7. Mai 1902), des Izalco (10. Mai 1902) und des Santa Maria (24. Oktober 1902). Die Entfernung von Quezaltenango nach dem Mont Pelé [etwa 3300 km. Ref.] sei so groß, daß es erlaubt sei, auch folgende Beziehungen anzunehmen:

Erdbeben von Lissabon und Ausbruch des Kötlugia auf Island (beide am 1. November 1755, Entfernung etwa 2900 km).

Erdbeben von Calabrien und Ausbruch des Skaptar Jökull (März 1783, Entfernung etwa 3300 km).

Erdbeben von New Madrid im Mississippital 1811—1812, von Caracas 12. März 1812 und Ausbruch der Soufrière auf St. Vincent, 30. April 1812. (Das Mississippierdbeben erlosch zeitweise als letzterer Vulkan erwachte, und umgekehrt berichtet Humboldt bekanntlich, daß der Vulkan von Pasto zu rauchen aufgehört haben soll, als etwa 300 km davon das große Erdbeben von Riobamba statthatte.)

Die Unterscheidung zwischen tektonischen und vulkanischen Erdbeben lehnt Heilprin ab. Mit Milne nimmt er an, daß Erdbeben und Ausbrüche als „verschiedene Folgen derselben Ursache“ angesehen werden könnten und daß „ein Erdbeben ein mißlungener Anlauf zur Bildung eines Vulkanes“ sei. Die mitunter enormen Mengen ausgestoßenen Schmelzflusses müßten in der Tiefe Massendefekte und damit Nachsenkungen der Oberfläche bewirken. [Wenn im Jahre 1783 unter dem Skaptar Jökull ein solcher Massendefekt eintrat, warum mußte denn dann gerade, wie Heilprin meint, in Calabrien die Nachsenkung statthaben? Ref.]

Bergeat.

T. Anderson: The eruption of Vesuvius. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexico 1907. 1229—1235.)

An der Hand von Abbildungen berichtet Verf. über einige Beobachtungen gelegentlich eines fünftägigen Aufenthaltes am Vesuv im Jahre 1906. Ausführlicher erwähnt werden die Aschenlawinen, welche tiefe Furchen in den Kegel rissen, ähnlich den bekannten Regenwasserrinnen.

Bergeat.

G. de Lorenzo: La basi dei vulcani Vulture ed Etna. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexico 1907. 979—984.)

Während der Vesuv und die Vulkane der Phlegräischen Felder und wohl auch die äolischen Vulkane dort liegen, wo die Schiebung und Faltung des Appennins ihren Ausgang nahmen und Schollen zur Tiefe sanken, erheben sich der Vultur und der Ätna auf der entgegengesetzten Seite des Gebirges an Stellen, wo die geschobenen und gefalteten mesozoischen Schichten und der Flysch gegen das appulisch-garganische Plateau jenseits des Vultur und gegen die sirakusanische Miocänkalkmasse im Süden des Ätna anstoßen. Dort bezeichnen die Täler der Atella, des Ofanto und des Basentiello, hier das Simetotal wichtige Grenzlinien längs des äußeren Verlaufs der appenninischen Schubmassen.

Die ersten vulkanischen Gebilde im Gebiete des Vultur und des Ätna sind gleichalterig mit den Ablagerungen der Pleistocänzeit, so am Ätna die Basalte der Cyklopeninseln, von Acicastello, Motta S. Anastasia, Paternò usw. Die Geröll- und Süßwasserablagerungen, welche die ersten vulkanischen Produkte begleiten, enthalten Reste von *Elephas antiquus* und *Hippopotamus amphibius maior*. Die hauptsächlichste vulkanische Tätigkeit setzte erst später ein.

Zwischen dem Ätna und dem Vultur bestehen im übrigen bemerkenswerte Unterschiede. Die Tätigkeit des letzteren war bald erloschen; sie war ausgezeichnet durch die Unbeständigkeit ihrer Produkte, deren petrographische Zusammensetzung zwischen derjenigen von Hauyn-Anorthoklas-Trachyten und -Phonolithen, Hauyntephriten, Hauynleucit-Tephriten und -Basaniten, Leucitbasalten, Nepheliniten und Hauynophyren schwankt. Der Ätna dagegen hat während seiner langen Tätigkeit fast nur basaltische und ganz untergeordnet auch andesitische Laven gefördert. „Vielleicht lagen die Wurzeln des Vultur in einem kleinen, lokalen Magmabassin von geringer Tiefe, das leicht durch das einschließende Nebengestein beeinflußt werden konnte; dafür spricht auch die große Menge und Verschiedenheit der ausgeschleuderten Gesteinsbruchstücke. Der Ätna hingegen dürfte vielleicht ein großes, tiefes Magmabassin haben, das fast unempfänglich ist gegen alle differenzierende oder verändernde (metamorfica) Einwirkung der Umgebung: und in der Tat sind an ihm die blockartigen Auswürflinge selten im Vergleich zum Vultur und zum Vesuv.“ **Bergeat.**

T. Anderson: Recent volcanic eruptions in the West Indies. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexico 1907. 735—757.)

Der Vortrag beschäftigt sich mit den Eruptionen der Soufrière von St. Vincent und des Mont Pelé auf Martinique im Jahre 1902. Nach einer Übersicht über die allgemeinen geographischen Verhältnisse von St. Vincent schildert Verf. die Veränderungen, welche die Topographie der Insel durch den Ausbruch erlitt; sie sind geringfügig und, da sie fast

nur durch die unter den tropischen Regengüssen sehr vergänglichen Aschenablagerungen verursacht worden sind, meist nur vorübergehende. Die große, mit heißem Staub beladene Eruptionswolke füllte die beiden Haupttäler, den Rabaka und Wallibu River, mit 200 Fuß tiefer Asche an, fegte aber von den Hügeln die Aschenbedeckung hinweg. Die letztere konnte nur in den Vertiefungen liegen bleiben, so daß der Niedergang der Wolke eine Nivellierung des Terrains bewirkte. In unglaublich kurzer Zeit hatte die Erosion durch die Regengüsse das neue Relief der Insel wieder vernichtet, dabei vergängliche Flußterrassen und durch Aschenwälle abgestaute Seen erzeugt. Besonders auf der Luvseite der Insel war durch Anspülung vulkanischer Asche vor der Steilküste ein 3—5 km langer Strand entstanden. Wo in die noch glutheißen Aschen der Flußtäler das Wasser eindrang, fanden teilweise explosionsartige Dampfentwicklungen und die Bildung von kleinen sekundären Kraterchen statt. Gewaltige Explosionen erfolgten, wo von den Gehängen die unterspülten heißen Aschenablagerungen in die von Regengüssen angeschwollenen Flüsse abglitten. Der heiße Schlamm wurde dann wie von einem Geysir an 150 Fuß hoch emporgeschleudert, oder mit Staub beladene Dampfwolken stiegen bis zu mehreren hundert Fuß über das Tal empor.

Der Krater der Soufrière ist nur sehr wenig erweitert worden, der Kratersee wurde entleert, begann sich aber bald wieder zu füllen, und Verf. zweifelt nicht daran, daß der Vulkan angesichts des schnellen Wachstums der tropischen Vegetation in einigen Jahren im wesentlichen sein früheres Aussehen wieder erlangt haben wird. Abgesehen von einem ziemlich erheblichen Landrutsch längs der Küste sind Niveauveränderungen und vor allem Hebungen auf der Insel nicht zu bemerken gewesen.

Die Eruption von St. Vincent im Mai 1902 war bei weitem mächtiger als diejenige von Martinique, das verwüstete Gebiet dort viel größer als hier, die geförderten Auswurfsmassen etwa zehnmal so groß wie auf Martinique. Verf. hat auch dieser Insel einen Besuch abgestattet und schildert u. a. sehr anschaulich den Hervorbruch einer heißen Wolke des Mont Pelé. Hinsichtlich des Mechanismus der verheerenden Wolken hält Anderson die schon früher geäußerte Ansicht aufrecht, wonach dieselben nur als Lawinen zu betrachten sind, bei deren Vorwärtsbewegung lediglich die Schwere und nicht die Kraft der Explosion in Frage kommt (vergl. dies. Jahrb. 1904. II. -369—380-).

Der Aufsatz ist von anschaulichen Bildern begleitet. **Bergeat.**

S. Diaz: Efemérides del Volcán de Colima según las observaciónes practicadas en los observatorios de Zapotlán y Colima de 1893 a 1905. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexico 1907. 763—960.)

Die vulkanische Tätigkeit des Colima wurde vom Verf. und von J. M. Arreola von den beiden bezeichneten Orten aus beobachtet und

über die Beobachtungen fast während der ganzen 12 Jahre ein ausführliches Tagebuch geführt. Darin finden sich alle erkennbaren Eruptionen und die geringfügigen Erderschütterungen verzeichnet, leider aber fehlt eine kritische Verarbeitung der Beobachtungsresultate. Die Tätigkeit war scheinbar vom strombolianischen Typus; sie erreichte ihren Höhepunkt im Jahre 1903. **Bergeat.**

J. G. Aguilera: Les volcans du Mexique dans leurs relations avec le relief et la tectonique générale du pays. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexico 1907. 1155—1168.)

Jungvulkanische Gesteine sind hauptsächlich im Westen Mexikos verbreitet, im Osten in größerer Ausdehnung nur vorhanden in den einander benachbarten Grenzgebieten der Staaten Veracruz, Puebla und Hidalgo zwischen dem 19. und 20. nördlichen Breitegrad. Sie gehören vorzugsweise zu den Andesiten, Rhyolithen und Basalten; diese Reihenfolge bezeichnet im großen ganzen auch die Altersfolge der Gesteine. Andesite finden sich im ganzen Verbreitungsgebiet, Rhyolithe hauptsächlich um den Wendekreis des Krebses in den Staaten San Luis Potosí, Zacatecas und Durango; südlich von 19° 30′ fehlen Rhyolithe fast vollständig, nördlich finden sie sich bis nach Sonora. Die eruptive Tätigkeit reicht wahrscheinlich zurück bis in die Eocänzeit und hat seitdem im ganzen abgenommen. Indem sie zeitweise ein gewisses Maximum erreichte, ergriff sie, wie das die Verbreitung und Zeitfolge der verschiedenen Gesteinsergüsse zeigt, zuerst fast das ganze Gebiet, später die nördlichen Gegenden und beschränkte sich schließlich hauptsächlich auf den südlichen Teil, wo sich noch heute die wichtigsten vulkanischen Erscheinungen Mexikos äußern.

Die größte Zahl der eigentlichen Vulkanberge ist zwischen dem 18. und 22. Breitegrad im Innern des Landes zu einer etwa der pazifischen Küste parallel geordneten Gruppe vereinigt. Nur vereinzelte finden sich im Norden des Landes, einige (z. B. diejenigen von Las Virgines) auf der Halbinsel Nieder-Kalifornien, und endlich reicht noch die Vulkanzone Zentralamerikas in den südlichen Teil Mexikos herein. Fast alle liegen sehr weit ab vom Meere; nur einige wenige dürfen als Küstenvulkane bezeichnet werden. Die Richtung der Verbreitungsgebiete jungvulkanischer Bildungen fällt zusammen mit derjenigen der Hauptstrukturlinien des Landes, d. h. mit dem Streichen der Bergketten und Falten und der Verwerfungen. Die Hauptstreichrichtung ist ungefähr NW.—SO.; ihr folgen in der Hauptsache auch die Erzgänge, die eine innige genetische Beziehung zu den Eruptivgesteinen erkennen lassen, und wo sich verschieden gerichtete Systeme von Gängen in den großen Minengebieten schneiden, hat ein großer Hauptgang wenigstens jene Richtung. Erzgänge sind nur im Bereich der Effusivgesteine und hier nur im Gebiete der Rhyolithe und Andesite häufig. Sie fehlen fast im östlichen Teile des Landes, wo hauptsächlich Intrusivmassen und neben diesen „gisements irréguliers“ [wohl Kontaktlagerstätten. Ref.] auftreten.

Die Existenz einer großen, südlich der „Mesa Central“ und der Hauptvulkangruppe verlaufenden Spalte, die schon von A. v. Humboldt behauptet worden war, wird verneint. Das Tal des Balsas-Stromes, dessen Oberlauf in auffälliger Weise mehrere 100 Kilometer weit der pazifischen Küste nahezu parallel gerichtet ist, wird als ein Erosionstal bezeichnet, das jünger sei als der vulkanische Rand der Hochebene. Auch im einzelnen ist nach Aguilera eine Anordnung der Vulkane längs bestimmter Linien nicht allgemein möglich. Größere Kegel bilden oft zusammen mit kleineren Trabanten Gruppen, die bald durch Landstriche mit lockeren, von Wind oder Wasser abgelagerten vulkanischen Massen, bald durch völlig tuff- und lavenfreies Gebiet voneinander getrennt sind. Manchmal lassen die Gruppen auch eine lineare Anordnung erkennen. Auch die Verschiedenheit der Laven „benachbarter“ Vulkane wird als Beweis gegen die Annahme eines gemeinsamen Ursprungs angeführt, den man wohl zugeben müsse, wenn man an die Anwesenheit von magmafördernden Bruchspalten glaube. Als Beispiele werden erwähnt: der Popocatepetl (Basalt und Augitandesit) und der Ixtaccihuatl (Hornblendeandesit), der Malinche (Hornblendeandesit) und der Pinal (Basalt), der Pic von Orizaba (Pyroxenandesit) und der Cofre de Perote (glasiger Augitandesit). [Die beiden ersteren „benachbarten“ Vulkane sind 40, die beiden letzteren 60 km voneinander entfernt! Ref.] Daß diese Gesteinsverschiedenheiten durch die Differentiation desselben Magmas bedingt sein könnten, wird als möglich zugegeben.

Wie schon oben bemerkt, finden sich im Osten des Landes, in der Sierra Madre Oriental, verhältnismäßig nur selten Effusivgesteine, dafür um so häufiger Intrusionen. Aguilera bezeichnet deshalb die letztere als eine „kryptovulkanische“, die Sierra Madre Occidental als eine „phanerovulkanische“ Region.

Verf. glaubt, daß die Vulkane sich zwar dort bildeten, wo Spalten vorhanden waren, daß aber der Austritt des Magmas durch eine Schmelzung oder Wiedereinschmelzung von Gesteinen erzwungen wurde, wodurch Löcher in der Erdkruste entstanden. War mit dem Aufbau eines oder mehrerer größerer Kegel der Anfang geschaffen und zugleich dem weiteren Lavaerguß durch die geförderten Massen der Ausgang versperrt, so arbeitete sich das Magma, indem sich der ursprüngliche schlotförmige Kanal verzweigte, anderswo auf oder neben der ursprünglichen Spalte empor. Die Vulkane liegen deshalb teilweise über „einzelnen schwachen Punkten von Spalten“, andere sind von solchen unabhängig.

Der Gebirgsbau der Vulkangebiete ist selbstverständlich durch die vulkanischen Produkte vielfach in sehr weiter Ausdehnung verhüllt und unkenntlich geworden.

Eine von Ordoñez entworfene Karte gibt einen Überblick über die Verteilung der Erdbebenintensitäten und die Strukturlinien des Landes. Verf. hebt hervor, daß sich die erdbebenreichsten Gegenden Mexikos nicht mit den Vulkangebieten decken; die schwersten und meisten Erdbeben finden gerade dort statt, wo keine Vulkane sind, nämlich an der pazifischen Küste, mit deren Niedersinken sie zusammenhängen. Zudem sind nicht

die Landstriche mit dem jüngsten Oberflächenrelief die erdbebenreichsten, sondern gerade das seit dem Beginn des Paläozoicums nicht mehr gefaltete Gebiet der archäischen Gesteine. Verf. fragt deshalb, ob nicht vielleicht der eigentliche Herd der pazifischen Beben überhaupt eine außerhalb des Festlandes liegende submarine Bruchlinie sei. Aseismisch ist der Norden des Landes bis zum 25. Breitegrad und die Halbinsel Yucatan. Die intensivste Erdbebentätigkeit gehört demjenigen Landstrich an der pazifischen Küste an, wo diese unmittelbar an die Sierra Madre Occidental herantritt und mit 7—8 % Neigung unter den Ozean abfällt. Dort wechselt das Gebirge plötzlich seine Streichrichtung. Über die Ausbreitung der Schüttergebiete und die Zahl der Erschütterungszentren läßt sich bisher, bei der geringen Organisation der Beobachtung und der geringen Bevölkerungsdichte wenig sagen. Mit Recht weist Verf. darauf hin, daß die „Informationszentren" durchaus nicht die Orte größter Seismizität zu sein brauchen, wie das auf manchen Karten erscheinen könnte. **Bergeat.**

R. D. Oldham: The constitution of the interior of the earth, as revealed by earthquakes (2th communic.). Some new light on the origin of the oceans. (Quart. Journ. Geol. Soc. **63**. 344—350. 1907.)

Verf. nimmt Stellung zu der Frage, ob die großen ozeanischen Depressionen nur oberflächliche Erscheinungen oder in der Zusammensetzung der tieferen Erdschichten mitbegründet sind. Für die letztere Ansicht sprechen Beobachtungen über die relative Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Erdbebenwellen. Zur vergleichenden Berechnung sind die beiden großen Erdbeben von 1906, das Beben von San Franzisko und das von Columbia herangezogen. Die Fortpflanzung des ersteren zu den westeuropäischen seismischen Stationen vollzog sich im wesentlichen durch die Kontinente und Kontinentalsockel hindurch, die des letzteren bei annähernd gleicher Entfernung unter dem Atlantischen Ozean. Es hat sich nun gezeigt, daß bei dem californischen Beben Phase II im Durchschnitt 10,4 Min. später als Phase I, bei dem columbischen Beben dagegen 11,4 Min. später eintraf. Verf. folgert hieraus auf eine physikalische Verschiedenheit der von den beiden Vorbeben (Phase I) jeweils durchlaufenen Regionen. Aus der Entfernung der Beobachtungsorte von den Epizentren (etwa 75—90°) ergibt sich die größte Tiefe der von den Vorbeben durchlaufenen zugehörigen Sehnen zu ca. $\frac{1}{3}$—$\frac{1}{4}$ des Erdradius; da anderseits mit der Zunahme der Entfernungen die Geschwindigkeitsdifferenz abzunehmen scheint, so kommt Verf. zu dem Schluß, daß die physikalischen Unterschiede bis in eine Tiefe von $\frac{1}{4}$ Erdradius vorhanden sind, daß aber in größerer Tiefe Gleichheit des physikalischen Verhaltens herrscht. Die Unterschiede des physikalischen Verhaltens sind, abgesehen von einem Unterschied der Zusammensetzung sehr wahrscheinlich in einer Zunahme der Temperatur unter den Ozeanen zu suchen. **Hans Philipp.**

Ch. Davison: The Swansea earthquake of june 27th 1906. (Quart. Journ. Geol. Soc. **63**. 351—361. Taf. 25. 1907.)

Am 27. Juni 1906 um $9^h 45^m$ vormittags wurde ganz Wales, das westliche England und die Südostecke von Irland durch ein sehr heftiges Erdbeben erschüttert. Die genauen Untersuchungen ergaben folgendes: Das Epizentrum lag in der Gegend um Swansea. Aus dem Verlauf der Isoseisten ergibt sich ein linearer Verlauf des Epizentrums. Die innerste Isoseiste entspricht der Stärke 8, sie liegt, im Vergleich zu den übrigen gleichfalls elliptischen Isoseisten etwas exzentrisch. Diese Exzentrizität wird bedingt durch ein zweites Epizentrum, etwas östlich der Isoseiste 8, von dem ein schwächerer, dem Hauptbeben unmittelbar folgender Stoß ausging.

Das Erdbeben wurde in einem Umkreis von 66 700 engl. Quadratmeilen wahrgenommen. Innerhalb des Hauptepizentrums (Isoseiste 8) wurde die Erschütterung von einem explosionsartigen Knall begleitet. Beobachtungen in den Bergwerken ergaben, daß das Geräusch, bis zu einer Entfernung von 5 engl. Meilen von jedem Epizentrum, von unten zu kommen schien, in weiterer Entfernung von den Seiten oder von oben. Die Ursache des Erdbebens ist tektonisch und muß auf eine Verwerfung zurückgeführt werden, die sich zwar oberflächlich noch nicht nachweisen läßt, deren Verlauf aber nördlich von Swansea in der Richtung N. 85 O.—S. 85 W. gesucht werden muß. Auf Taf. 25 und in einer Textfigur ist der Verlauf des Erdbebens kartographisch dargestellt. **Hans Philipp.**

Ch. Davison: The Ochil earthquakes of september 1900 to april 1907. (Quart. Journ. Geol. Soc. **63**. 362—374. Taf. 26. 1907.)

In der Zeit vom 17. September 1900 bis zum 11. April 1907 wurde das Gebiet im Süden der Ochil-Hills, der sogen. Hillsfootdistrikt in Schottland von 42 Beben heimgesucht. Ihrer Stärke nach lassen diese sich in drei Gruppen gliedern: 1. das Hauptbeben am 21. September 1905 mit einem Verbreitungsgebiet von 1000 engl. Quadratmeilen, 2. die 5 Beben vom 17. September 1900, 23. Juli 1905, 8. Oktober, 28. und 30. Dezember 1906 mit einem Verbreitungsgebiet von 100 engl. Quadratmeilen und 3. der Rest, deren Verbreitung 60 engl. Quadratmeilen kaum übersteigt. Die Isoseisten haben elliptische Form, die Länge des Epizentrums für das Hauptbeben beträgt $6\frac{1}{2}$ engl. Meilen, die Länge der Epizentren für Gruppe 2 etwa 4 engl. Meilen. Aus dem Verlauf der Isoseisten vom 17. und 22. September 1900 würde man auf eine Erdbebenspalte mit dem Streichen von N. 79° O.—S. 71° W., aus dem Beben vom 23. Juli und 21. September 1905 auf ein Streichen N. 63° O.—S. 63° W. schließen. Das Einfallen der Spalte scheint nach den Beobachtungen über eines der Beben gegen N. gerichtet zu sein.

Das in Frage stehende Gebiet wird von der großen N. 77° O. streichenden Ochil-Verwerfung durchschnitten, deren Einfallen aber, so-

weit bekannt, ein südliches ist. Es läßt sich noch nicht unterscheiden, ob auf diese Ochil-Verwerfung ein Teil der Beben zurückzuführen ist, oder ob vielleicht alle Beben auf eine andere Spalte hinweisen, die sich nur im Terrain nicht deutlich ausprägt. **Hans Philipp.**

W. H. Hobbs: Origin of ocean basins in the light of the new seismology. (Bull. Geol. Soc. Amer. **18.** 233—249. New York 1907.)

Die von Darwin und Dana formulierte Hypothese von dem hohen Alter der gegenwärtigen Tiefseebecken gründet sich heute besonders auf die Annahme, daß den Inseln des Ozeans typische Kontinentalgesteine und den Kontinenten typische Tiefseesedimente im allgemeinen fehlen, daß die abnorm große Schwere der Ozeangebiete auf besonders schweres vulkanisches Gesteinsfundament zurückzuführen sei und daß jeder Kontinent in bezug auf Fauna und Flora einen geschlossenen Bereich darstellt. Verf. hebt nun hervor, daß auch manche ozeanische Inseln aus Kontinentalgesteinen aufgebaut sind oder doch Bruchstücke von letzteren in den vulkanischen Auswurfsprodukten eingeschlossen zeigen; daß ferner nach den Ergebnissen der Challenger-Expedition in den heutigen Ozeanen seit langer Zeit keine Absätze über weite Flächen hin sich gebildet haben, ausgenommen den roten Ton, der wahrscheinlich kosmischen Ursprungs ist. Sodann bespricht Verf. frühere Kontinentalbrücken, die mesozoischen Ozeanbecken, die Verteilung von Seebeben, die bradyseismischen Bewegungen und die gegenwärtig meist negativen Niveauverschiebungen sowie die Einwirkung der Beben auf den Ozeanboden, die meist viel größer zu sein scheint als diejenige auf das Festland.

Die großen Bewegungen, die in algonkischer, permischer und tertiärer Zeit, besonders am Boden der Ozeane stattfanden und alle drei von Vereisungen begleitet waren (die permische Bewegung von einer Vereisung in Gondwanaland und in Brasilien, die algonkischen in China, Südafrika und Ontario) mußten einen Einfluß auf die Feuchtigkeit der Atmosphäre, auf Niederschläge und auf Meeresströmungen und infolgedessen auch auf das gesamte Klima ausüben und können vielleicht eine Erklärung der Eiszeiten liefern.

Mehr und mehr neigt sich die Geologie wieder wie vor Lyell's Zeiten der Annahme natürlicher Perioden zu. **Johnsen.**

B. Willis: A theorie of continental structure applied to North America. (Bull. Geol. Soc. Amer. **18.** 389—411. New York 1907.)

Verf. betrachtet Nordamerika als den zwischen dem Atlantischen, Arktischen und Pazifischen Ozean oder deren sub-

ozeanischen Gesteinsmassen gelegenen Teil der Lithosphäre, sein Areal als dasjenige der Kontinentalplattform, seine Tiefenerstreckung als etwa 100 Meilen betragend, entsprechend der HAYFORD'schen Tiefengrenze der isostatischen Zone. Diese Masse zeigt nun die größten Verschiedenheiten geologischen Aufbaues: das canadische Hochland und die Mississippi-Niederung, die atlantische Küstenebene und das pazifische Küstengebirge, die metamorphe Provinz von Neu-England und die Alleghanies-Plateaus, den Vulkangürtel der Kordillere und das nicht vulkanische Gebiet des Ostens. Die verschiedenen Kontinentalelemente variieren von einigen hundert Quadratmeilen bis zu subkontinentalen Dimensionen und unterscheiden sich in dem Bestreben, bei Vertikalbewegungen entweder zu steigen oder zu sinken, entsprechend den ursprünglichen Dichtedifferenzen der verschiedenen Gesteine; die ersteren heißen positive, die letzteren negative Kontinentalelemente. In den ersteren werden infolge gesteigerter Erosion ältere Gesteine zutage treten als in den letzteren. Zwei solche entgegengesetzte Gebiete sind durch eine monoklinale Flexur oder durch eine normale Verwerfung getrennt. Jene Bewegungen führen zu Variationen von Temperatur und Druck und gestatten daher vielleicht zugleich eine Erklärung intrusiver und vulkanischer Vorgänge. Die Bewegungen fanden in Amerika hauptsächlich in präcambrischer, silurischer, devonischer Zeit, am Schluß des Paläozoicums, am Schluß der Kreidezeit und an der pazifischen Küste während der Jura-, Spät-, Tertiär- und Diluvialzeit statt. Dazwischen lagen lange Ruheperioden mit cambro-ordovicianischen, frühcarbonischen und cretaceischen Transgressionen. Den Horizontalschub schreibt Verf. dem schweren ozeanischen Untergrund des Atlantik und des Pazifik zu.

Den Schluß der Arbeit bildet die Betrachtung bestimmter positiver und negativer Elemente Nordamerikas. **Johnsen.**

M. L. Fuller: Conditions of circulation at the sea mills of Cephalonia. (Bull. Geol. Soc. Amer. **18.** 221—231. New York 1907.)

Die Meermühlen von Argostoli an der Südküste von Cephalonia mit ihrem landeinwärts fließenden und in Kalkspalten wieder verschwindenden Salzwasserstrom sind durch F. W. CROSBY und W. O. CROSBY auf ungleichmäßige Erwärmung von Wasser in kommunizierenden Röhren zurückgeführt worden. Verf. zeigt, daß auch eine Dichtedifferenz des Wassers infolge von Salzwasserzutritt zu Süßwasser die Ursache sein könnte. **Johnsen.**

J. C. Russell: Concentration as a geological principle. (Bull. Geol. Soc. Amer. **18**. 1—28. New York 1907.)

Verf. macht auf die allgemein-geologische Bedeutung solcher Vorgänge aufmerksam, durch welche eine mehr oder weniger einheitliche Ansammlung einer Mineralart zustandekommt. So handelt es sich bei Quellabsätzen von Calciumkarbonat und bei Mineralfüllung von Spalten um chemische Prozesse, bei der Ansammlung von Gold, Platin etc. um physikalische Kräfte, bei der Anreicherung von Kohlenstoff in Pflanzen sowie bei vielen Kalkbildungen und Kieselsäureniederschlägen um biologische Vorgänge. Zu den mechanischen Wirkungen gehören besonders diejenigen der Schwere und der Strömungen von Wasser, Eis, Luft, ferner die Filtration und Sedimentation, die Konzentration von Flüssigkeiten in Meer, Seen und Grundwasser, diejenige von Gasen, z. B. von Kohlensäure im Yellowstone Park. Zu den chemischen Konzentrationen gehören besonders die Präzipitation durch Umsetzung und allerlei Rückstandsbildungen wie z. B. die Terra Rossa. Ferner ist zu nennen Präzipitation infolge von Verdampfung des Lösungsmittels sowie Sublimation.

Das Studium solcher konzentrierender Vorgänge ist auch von praktischer Wichtigkeit für die Ausbeutung von Erzgängen und schichtigen Erzlagern. **Johnsen.**

F. W. Harmer: On the origin of certain cañon like valleys associated with lake-like areas of depression. (Quart. Journ. Geol. Soc. **63**. 470—514. Taf. 31—35. 1907.)

Im mittleren England treten verschiedentlich eigenartige kurze, schluchtartige Durchbruchstäler von jugendlichem Typus auf; sie bilden die Entwässerungsrinnen sich nach Art von Seeböden auffallend erweiternder Talsysteme.

Nach der Ansicht des Verf.'s handelt es sich bei den letzteren um Abschnitte alter präglazialer Talzüge, deren Wasser durch die talaufwärts von der See her eindringenden Inlandeismassen während der Glazialzeit aufgehalten und zu Seen aufgestaut wurden. Diese mußten sich neue, quer zur ursprünglichen Stromrichtung liegende Abflüsse suchen. In dem Maße, wie sich diese immer tiefer einschnitten, kam es zur Ausbildung der engen Durchbruchstäler.

Die Notwendigkeit einer solchen aufstauenden Wirkung durch das aus der Nordsee und der Irischen See vordringende Inlandeis wird zunächst durch eine kurze einleitende Übersicht über die Verteilung der Haupteisströme in England während der Glazialzeit dargelegt.

Im einzelnen gelangten folgende Lokalitäten zur genauen Besprechung:

1. Die Malton-Schlucht mit dem Pickering-Stausee im Distrikt Cleveland. Die auffallende Talerweiterung von Pickering muß einem präglazialen, ostwärts fließenden Strome angehört haben. Im Osten wurde

das Tal durch vordringende Eismassen abgeschlossen, ebenso im Westen der Durchbruch bei Gilling durch den Teesdale-Gletscher. Die Folge war die Bildung eines Stausees und das Einschneiden eines neuen Abzuges gegen Süden, d. h. der Schlucht zwischen Malton und der Abtey Kirkham.

2. Die Cheshire-Ebene mit der Ironbridge-Schlucht. Die Triasebene von Cheshire wird im Osten, Süden und Westen von paläozoischem Hochland umgeben, nur zwischen New York und Market Drayton ist eine Depression vorhanden. Da aber diese durch eine breite, von der Irischen See über die nördliche Cheshire-Ebene bis nach Wolvershampton vorstoßende Eiszunge verschlossen wurde, so mußten sich die ursprünglich gegen NNO. fließenden Wasser des Severn zu einem 400—500 Fuß hohen See aufstauen. Einen Abfluß konnte dieser See nur nach Süden zu gewinnen und grub sich so südlich von Shrewsbury die enge, fast schnurgerade, 2—3 englische Meilen lange Ironbridge-Schlucht. Auf diese Weise erklärt sich der auffallende Lauf des Severn, der anstatt den natürlichen Verlauf gegen Norden über Chester in die Irische See zu nehmen, scheinbar widersinnig die Bergkette im Westen von Bridgnorth durchbricht und rückwärts fließt. Die Behauptung von der Existenz eines Cheshire-Stausees wird überdies gestützt durch den Nachweis von Sand- und Kiesterrassen sowie durch Bändertone (laminated brickearths). Ein analoges, wenn auch viel kleineres Staubecken findet sich beim Einfluß des Vyrnwy in den Severn, westlich von Shrewsbury.

3. Beim Zusammenfluß des Caulad und des Caebitra, zweier Nebenflüsse des Severn in Shropshire findet sich ebenfalls eine auffallende Talebene von dreieckiger Gestalt, die bei Church-Stoke durch die enge Marrington-Schlucht entwässert wird; es dürfte hier ebenfalls ein glaziales Staubecken existiert haben.

4. Die White-Horse Hills und die Weltshire Downs umschließen eine breite Depression, die ihrerseits durch einen niedrigen Höhenzug westlich von Swindow in zwei Becken zerlegt wird, das der oberen Themse im Nordwesten und dasjenige des Avon (Bradfort-Avon) im Süden. Beide Becken besitzen keinen normalen Abfluß, sondern werden gleichfalls durch enge Durchbruchstäler, die Goring-Schlucht im Osten und die Talenge von Bradfort-on-Avon im Westen entwässert. Der ursprüngliche normale Lauf des Avon ging wahrscheinlich über Frome nach Süden, jetzt biegt er im scharfen Winkel bei Bradfort gegen Westen. Der alte Lauf über Frome wurde jedenfalls durch die Eismassen des Bristol-Kanales abgeschnitten und so die Avon-Wasser zum See gestaut. Analog ist die Ebene von Bristol mit dem Durchbruchstal bei Clifton zu erklären; hier ging der alte Avon-Lauf westlich durch das Tal von Flax Bourton.

5. In größtem Maßstabe müssen Stauseen durch das Vordringen des Nordsee-Eises im östlichen England, in Lincolnshire und York gebildet worden sein. Hier werden die beiden großen Niederungen des Witham und des Trent durch den Bergrücken von Lincoln (Lincoln-Ridge) getrennt, den nur die beiden Lücken von Lincoln und von Ancaster unterbrechen. Beide Lücken haben vor der Eiszeit nicht existiert; war somit durch das

Vordringen des Nordsee-Eises die Mündung des Humber gesperrt und gleichzeitig ein Abfluß gegen Norden durch einen Penninen-Gletscher, dessen Existenz sich nachweisen läßt, unterbunden, so mußten sich die Wasser des Trent zu einem mächtigen See stauen. Erst dieser Stausee schaffte sich die Durchbruchsabflüsse ostwärts bei Lincoln zunächst und dann bei Ancaster. Später wurde durch das gleichzeitige Vordringen des Trent- und Derwentsch-Gletschers der ganze See durch Eismassen ausgefüllt, um sich später beim Abschmelzen des Eises vorübergehend von neuem zu bilden.

Kleine Staubecken haben im Anschluß an dieses große, wahrscheinlich noch im Wreak-Tal bei Melton Mowbray, bei Abbot's Bromley, westlich von Burton-on-Trent sowie im nordwestlichen Leicestershire von Hinckley bis nach Market Bosworth und Ashby-de-la-Zouch existiert.

6. Der bereits erwähnte Verlauf der Themse bis gegen Oxford und der Oberlauf der Ouse erstrecken sich in der gleichen breiten NO.—SW. streichenden Depression. Die Wasserscheide beider Flüsse liegt zwischen Buckingham und Leighton Buzzard. Da diese aber z. T. nur aus Moränenmaterial besteht und ferner durch Bohrungen nachzuweisen ist, daß hier in präglazialer Zeit ein viel tieferes und breiteres Talbett vorgelegen hat, so ist anzunehmen, daß diese große Depression in präglazialer Zeit ein einheitliches Stromsystem beherbergt hat, das der Urthemse. Durch das Vordringen der Gletscher von NO. bis in die Gegend von Buckingham bildete sich der Oxford-Stausee; dessen Abfluß vollzog sich zunächst über die Paßhöhen der Chiltern-Hills und schließlich in dem engen Hauptdurchlaß von Goring gegen Süden zu in das Becken von London. Gestützt wird die Annahme eines Oxford-Stausees durch die Existenz von Schotterterrassen, die in annähernd gleichem Niveau auftreten.

Bezüglich der Erörterungen über sehr charakteristische Geschiebemergelfazies muß auf die Arbeit selbst verwiesen werden.

Die topographischen Unterlagen für die entwickelten Anschauungen sind auf 5 Tafeln sowie 2 kleineren Karten und 2 Photographien dem Text beigegeben. **Hans Philipp.**

W. Hill: On a deep channel of drift at Hitchin (Hertfordshire). (Quart. Journ. Geol. Soc. **64**. 8—26. 1908.)

Die Chiltern Hills werden in ihrem östlichen Teil bei Hitchin von einer Depression unterbrochen, deren Paßhöhe zwischen 300 und 400 Fuß liegt. Bohrungen auf der Nordseite des Passes, nördlich und südlich der Stadt Hitchin haben gezeigt, daß hier ein ursprünglich viel tieferes, durch fluviatiles und glaziales Material hoch aufgefülltes präglaziales Talsystem vorhanden ist. Der Lauf des ursprünglichen Flusses, dessen Basis im Minimum 68 Fuß unter dem jetzigen Meeresniveau gelegen hat, ging wahrscheinlich gegen Norden in das Tal der Ouse. **Hans Philipp.**

P. M. Tschirwinsky: Schneedünen und Schneebarchane in ihrer Beziehung zu äolischen Schneeablagerungen überhaupt. (Zeitschr. f. Gletscherk. Berlin 1907. 2. 103—112.)

Der Aufsatz stellt nur einen kurzen Auszug einer größeren, in russischer Sprache verfaßten Arbeit dar, die dem Nachweis gewidmet ist, daß äolische Akkumulationen von Schnee unter den gleichen Gesichtspunkten betrachtet werden müssen wie Akkumulationen von Sand. Verf. behandelt zunächst die einfachen Verhältnisse, wie sie die Schneeablagerungen vor einer aufrechten Wand, etwa vor einer Hausmauer zeigen; es bildet sich dabei eine Ablagerung von der Form eines Halbmondes, die von dem Hindernis durch eine gleichfalls halbmondförmige Rinne geschieden ist. Sobald die Rinne verschneit ist, ist auch das Hindernis eingeschneit, und damit beginnt die Bildung von Dünen, deren Böschungen sich umgekehrt wie vorher verhalten. Alle an Hindernissen entstandenen Schneeablagerungen werden als unfreie bezeichnet und ihnen als freie die Schneewellen, die freien Schneebarchane und Schneebarchane gegenübergestellt. Dann werden die Bedingungen des Schneetreibens — in Rußland Posjemok genannt — untersucht, wobei sich ergibt, daß die zweite Hälfte des Winters viel reicher an ihnen ist als die erste, und zwar weil sich dann weit mehr Schnee angesammelt hat, der als Material dienen kann. **A. Rühl.**

W. Sievers: Zur Vergletscherung der Cordilleren des tropischen Amerika. (Zeitschr. f. Gletscherk. Berlin 1907. 2. 271—284.)

Eine Ergänzung zu den früheren, größeren Arbeiten des Verf.'s über die Vergletscherung der Cordillere von Mérida und der Sierra Nevada de Santa Marta mit Rücksicht auf die neueren glazialgeologischen Untersuchungen in Südamerika. In der Sierra Nevada de Santa Marta liegt die Firngrenze etwa in 4600 m Höhe, aber die Eisgrenze fällt mit der Firngrenze zusammen: Gletscherzungen kommen höchstens vielleicht am Nordabhange vor. Unterhalb der vereisten höchsten Teile dehnt sich eine Zone mit glazialen Erosionsformen aus, nämlich Lagunen, die in Karen in 4000—4100 m Höhe gelegen sind; nach Süden ziehen sich auch Moränen herab, die in einer kleinen Kartenskizze dargestellt werden. Die untere Grenze der einstigen Vergletscherung lag hier in 3400—3500 m Meereshöhe. Zur Vereisung der Cordillere von Mérida wird außer einigen Abbildungen wenig Neues zu den früheren Untersuchungen hinzugefügt; ein Profil zeigt die Bildung mehrfacher Schotterterrassen, Mesas, am Rio Mucuties. Schließlich werden die Ergebnisse neuerer Forschungen über die Vergletscherung der Cordillere von Perú, die in dem Boletin del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú erschienen sind, übersichtlich zusammengefaßt. **A. Rühl.**

F. Sacco: Glacialismo ed erosioni nella Majella. (Atti Soc. Ital. di Sc. Nat. Pavia 1909. **47**. 269—278.)

Der mächtige, bis 2795 m aufragende Kalkklotz der Majella ist aus cretaceischen Kalken aufgebaut, die von einem Mantel sehr reiner Eocänkalke umhüllt sind. Die deutlichsten Spuren der früheren Vergletscherung findet man im Valle Cannella im Osten des Monte Amaro in einem großen Kar, dessen Boden bis auf 2250 m hinabsteigt, und dessen von Schuttkegeln begleitete Wände sehr steil abfallen. Außerdem lassen sich aber auch in Höhen zwischen 2300 und 2250 m bogenförmig angeordnete Moränenhügel beobachten, die das Tal in unregelmäßiger Weise versperren. Die Erosion war im Quartär sehr tätig, besonders an dem ungemein steilen Westabhang des Massivs: die Majella ist von zahllosen, tiefen Schluchten durchzogen. Daß damals auch starke Sinterquellen in beträchtlicher Höhe vorhanden waren, beweist das Auftreten mächtiger Travertindecken bei Montepiano. Die Darstellung ist von zahlreichen instruktiven Abbildungen begleitet. **A. Rühl.**

T. Fischer: Fenomeni di abrasione sulle coste dei paesi dell' Atlante. (Rend. R. Acc. dei Lincei, Cl. disc. fis., mat. e nat. Roma 1907. (5a.) **16**. 571—575.)

Die Küsten der Atlasländer eignen sich besonders gut für geomorphologische Studien, da sie einmal fast während des ganzen Jahres von Seewinden überweht werden und daher einer starken Brandung unterworfen sind, und anderseits zahlreiche Reste römischer Bauten aufweisen, die die Wirksamkeit der Wellen bezeugen können. So hat das Meer die einzige und stark benutzte Straße von Algier nach Santo Eugenio zerstört und seit dem Jahre 1815 einen breiten Streifen harter paläozoischer Kalke fortgerissen. Ebenso zeigen die Ruinen von Tipaza, 68 km westlich von Algier, einer blühenden Römerstadt, daß die Wellen hier einen 15—25 m breiten Landstrich in den 1300 Jahren seit der Zerstörung der Stadt zum Verschwinden gebracht haben, und ähnliches ließ sich auch im Osten von Algier bei Dellys und Tigzirt beobachten, wo in senkrecht aufgerichtete, unteroligocäne Sandsteine eine ausgezeichnete Abrasionsterrasse hineingeschnitten ist. Überall in Algerien, wo Querbrüche oder leicht verwitterbare Gesteine den Wellen ihre Arbeit erleichterten, ist die Küste zurückgeschritten. Die große Breite der Abrasionsterrassen, wie sie auch z. B. bei Tanger festgestellt werden konnte, läßt auf eine positive Bewegung der Strandlinie schließen. **A. Rühl.**

G. Braun: Über Bodenbewegungen. (Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald 1908. **9**. 21 p.)

Unter dem Namen „Bodenbewegungen“ werden alle in vorherrschend vertikaler Richtung vor sich gehenden Ortsveränderungen begrenzter Teile

der festen Erdoberfläche zusammengefaßt, und es wird für sie eine neue Klassifikation aufgestellt:

	1. Gleitbewegung (bewegte Scholle wenig oder gar nicht zerrüttet)	2. Rutschbewegung (bewegte Scholle in sich stark zerrüttet und durcheinander gemengt)	3. Sturzbewegung (Zusammenhang der bewegten Scholle zerstört)	4. Sackende Bewegung
a) Weiches, plastisches Material	α) Schlammstrom β) Gekriech γ) Schlipf	Frana		Erdfälle
b) Schuttmaterial	Schuttgekriech	Schuttrutsch	Schuttsturz	
c) Felsmaterial		Felsrutsch	α) Felssturz β) Abbrüche	

Für Gebiete, in denen solche Bodenbewegungen eine Rolle spielen, ergibt sich folgender Zyklus: In der Jugend walten Bergstürze und Frane vor, welche die Deckgesteine abtragen, die Gehänge verflachen und die Täler zuschütten. In der Reife sind die Deckgesteine entfernt, Stürze hören auf, Frane, Schlipfe und Gekriech bewirken die weitere Abtragung. Das Endresultat ist eine wellige, abgerundete Oberfläche mit abflußlosen Becken. Am Schluß der Arbeit findet sich noch eine Anleitung zur Untersuchung derartiger Bodenbewegungen. **A. Rühl.**

Petrographie.

J. A. Douglas: On changes of physical constants which take place in certain minerals and igneous rocks on the passage from the crystalline to the glassy state; with a short note on eutectic mixtures. (Quart. Journ. Geol. Soc. **63**. 145—161. 1907.)

Die Untersuchungen bezogen sich auf die Volumenvergrößerung der geschmolzenen Gläser von Gesteinen und Mineralien, verglichen mit deren kristallinem Zustande, auf den Schmelzpunkt und die angenäherte Bestimmung des Brechungsexponenten der Gläser. Das Schmelzen wurde mit sehr geringen Mengen auf einem höchst einfachen elektrischen Ofen ausgeführt. Die Volumenveränderungen ergaben sich aus den spezifischen Gewichtsbestimmungen mittels der Diffusionsmethode.

15 verschiedene Eruptivgesteine wurden untersucht und tabellarisch zusammengestellt. Es ergab sich stets eine Volumenvergrößerung des Glases gegenüber dem Gestein, und zwar bei sauren Tiefengesteinen bis über 10 %, während basische Gesteine niedrigere Beträge zwischen 4—6 % ergaben.

Die Resultate der spezifischen Gewichtsbestimmungen, Brechungsexponenten und Schmelzpunkte der Gläser gibt die folgende Tabelle:

	Schmelzpunkte der Gläser in ° C	Angenäherte Brechungsexponenten der Gläser	Sp. Gew. der Gläser	Sp. Gew. d. Gesteine	Volumenzunahme in Proz.
Rhyolith von Tardree (Antrim)	1260	> 1,527	2,375	2,460	3,50
Granit von Peterhead (Aberdeen)	1215	zw. 1,527—1,533	2,376	2,630	10,69
Granit von Shap Fells (Cumberland)	1235—1255	„ 1,527—1,533	2,446	2,656	8,58
Andesit (mikropoikilitisch), Neu-Seeland .	1095—1120	ca. 1,567	2,525	2,670	5,74
Andesit (hyalopilitisch), Neu-Seeland	1097—1100	zw. 1,567—1,573	2,550	2,692	5,56
Syenit, Plauenscher Grund	1165—1175	„ 1,567—1,573	2,560	2,724	6,40
Andesit (mikropoikilitisch), Neu-Seeland .	1095—1125	„ 1,567—1,573	2,570	2,700	5,05
Tonalit, Neu-Seeland . .	1150	„ 1,567—1,573	2,575	2,765	7,37
Quarz-Enstatit-Diabas, Penmaenmawr	1085—1105	„ 1,567—1,573	2,578	2,790	8,20
Dolerit, Rowley Rag . .	1100	„ 1,573—1,578	2,640	2,800	6,06
Diorit, Quernsey . . .	1125	„ 1,573—1,578	2,680	2,833	5,70
Diorit, Markfield (Leicestershire)	1147	„ 1,573—1,578	2,710	2,880	6,27
Olivindolerit, Clee Hills (Shropshire)	1070	< 1,578	2,775	2,889	4,14
Gabbro, Carrock Fell (Cumberland)	1085	< 1,578	2,791	2,940	5,41
Dolerit, Whin Sill . . .	1107	ca. 1,578	2,800	2,925	4,46

Von Mineralien wurden neben einer Reihe anderer speziell Feldspäte von bekannter Zusammensetzung untersucht; die Resultate zeigen gute Übereinstimmung mit denen von Day und Allen an synthetischen Feldspäten:

	Sp. Gew. der Kristalle	Sp. Gew. der Gläser	Volumenzunahme in Proz.	Schmelzpunkt der Gläser
Albit, Pfitschtal	2,625	2,373	10,61	1268°
Oligoklas, Tvedestrand .	2,656	2,470	7,53	1310
Andesin, aus Tonalit . .	2,677	2,512	6,56	1340
Labradorit, Labrador .	2,700	2,550	5,88	1390
Anorthit, Mt. Somma .	2,750	2,665	3,18	1505

Es schließt sich an diese Untersuchungen eine kurze Betrachtung über die Schmelzpunkterniedrigung bei eutektischen Gemischen. Versuche in der Orthoklas—Quarz-Reihe ergaben keine Schmelzpunktserniedrigung im berechneten eutektischen Punkt OrQ_2; die Resultate waren: OrQ_6 Schmelzpunkt = 1317°; OrQ_3 Schmelzpunkt = 1292°; OrQ_2 Schmelzpunkt = 1285°; Or_2Q_3 Schmelzpunkt = 1265°; Or (Glas) Schmelzpunkt = 1220°.

Anderseits ergaben Schmelzversuche der Reihe Orthoklas—Albit bei einem aus der Zusammensetzung von Kryptoperthit berechneten Eutektikum $Or_{40}Ab_{60}$ eine deutliche Schmelzpunktserniedrigung der letzteren: Albitglas Schmelzpunkt = 1268°; Orthoklasglas Schmelzpunkt = 1220°; $Or_{40}Ab_{60}$-Glas Schmelzpunkt = 1175°.

Verf. hält die Frage nach der Rolle, welche die eutektischen Gemische in den Eruptivgesteinen spielen, für noch keineswegs entschieden.

Hans Philipp.

H. H. Arnold-Benrose: The Toadstones of Derbyshire, their field-relations and petrography. (Quart. Journ. Geol. Soc. **63**. 241—281. Taf. 19—22. 1907.)

Die vorliegende Arbeit bringt die Spezialkartierung doleritischer bezw. basaltischer Gesteine, deren eingehende petrographische Untersuchung bereits früher durch den Verf. erfolgt ist (vergl.: On the microscop. struct. of the carbonif. Dolerites and Tuffs of Derbyshire, dies. Jahrb. 1896. I. -49-). Es hat sich gezeigt, daß man zwischen carbonischen und jüngeren Gesteinen unterscheiden muß: erstere stehen an als Schlotausfüllungen, zwischen carbonische Kalksteine eingeschaltete Decken und Tuffe. Jüngeren Alters sind die Lagergänge, die in der Struktur an gewisse tertiäre Dolerite erinnern. Die carbonischen Gesteine verteilen sich wesentlich auf drei gesondert kartierte Gebiete: Das Gebiet von Millers-Dale im NO., das von Matlock im SO. und das von Tissington im SW. In letzterem Gebiet haben sich die jüngsten vulkanischen Prozesse carbonischen Alters innerhalb des untersuchten Gebietes abgespielt.

Die 4 beigegebenen Kartenblätter (Taf. 19—22) sind im Maßstab ca. 1 : 32 200 kartiert. **Hans Philipp.**

J. Parkinson: The crystalline rocks of the Kukurruku Hills, southern Nigeria. (Quart. Journ. Geol. Soc. **63**. 317. 1907.)

Vorläufiger Bericht über die kristallinen Gesteine nördlich von Benin Sands im zentralen Gebiete des südlichen Nigeria. Es finden sich kristalline Schiefer (Glimmerschiefer, Sillimanitschiefer, Quarzitschiefer) mit Intrusionen jüngerer saurer Gneise. Charakteristisch für das untersuchte Gebiet ist die starke Entwicklung der Quarzitschiefer (quartz-schists). Die Analyse eines sehr eisenreichen Glimmerschiefers von Otua ergab: SiO_2 15,10, Fe_2O_3 67,77, Al_2O_3 4,83. **Hans Philipp.**

E. O. Hovey: La Sierra madre occidentale de l'État de Chihuahua, Mexique. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexico 1907. 1259—1268.)

Hovey durchreiste zusammen mit Hill von Februar bis April 1905 den südwestlichsten Teil des Staates Chihuahua über Casas Grandes, die Täler der Flüsse San Miguel, Aros und Tutuaca nach Ocampo, Miñaca und Chihuahua, im ganzen 700 km weit. „Die Struktur der Sierra Madre occidental im Staate Chihuahua ist auf dieser Strecke einfach. Ein Grundgebirge von marinen Kreidekalken ist mindestens bis zur Meereshöhe von 1800 m emporgehoben. Diese Hebung war begleitet von Metamorphismus. Ein älterer Andesit begleitet die Kreidekalke. Ein postcretaceischer Granit findet sich in großen Massen in oder über den Kalken und dem Andesit. Es entstanden Quarzgänge und Eruptivgesteine. Über die vorhergenannten Gesteine breiteten sich zahllose Decken von Basalt, Andesit, Dacit(?), Rhyolith und die entsprechenden Breccien und Tuffe aus. Da und dort haben sich Sandsteine gebildet und in den Depressionen kamen die Ablagerungen geschlossener Becken und der sogen. bolsones zur Anhäufung. Die Erosion rückt von Westen nach Osten vor und das heutige Relief der Berge ist zumeist das Ergebnis dieser Erosion.“ Ein Teil der jungen Eruptivgesteine wird als Diabas bezeichnet. In ihm setzen gold-, silber- und kupferführende Quarzgänge auf. Unter den bolsones versteht man die Depressionen der regenlosen Wüstengebiete. **Bergeat.**

H. van Capelle: Essai sur la constitution géologique de la Guyane hollandaise (District occidental) suivi d'une Étude pétrographique:

E. H. M. Beekmann: Description des roches de la collection du Nickérie. (Baarn u. Paris. 183 p. 1 geol. Karte. 7 Fig. 1907.)

Die Untersuchungen van Capelle's längs dem Fluß Nickerie und einem rechten Nebenfluß Fallawatra ergaben, daß auch der westliche Teil von Holländisch-Guyana wie die übrigen Teile dieser Kolonie sich aus Gneisen (und Glimmerschiefern, die hier allerdings sehr stark zurücktreten) mit zahlreichen Intrusionen von Graniten, Dioriten und Gabbros aufbaut; in dem hier speziell durchreisten Gebiet überwiegen die Tiefengesteine an Menge die kristallinen Schiefer. Da alle Gesteine stark dynamometamorph verändert sind, ist die Grenze zwischen Gneis und geschieferten Tiefengesteinen oft schwer zu ziehen; als kontaktmetamorph kann nur ein einziges Handstück von granatführendem Schiefer, an Hornfels erinnernd, angesprochen werden.

Der Gneis ist teils Biotitgneis und hornblendeführender Biotitgneis, teils Sillimanitgneis; der Sillimanit findet sich in breiten Prismen mit bisweilen fleckig erscheinendem deutlichem Pleochroismus. Seltene Pyroxengneise, teils mit Hypersthen, teils mit

Diallag werden als Orthogneise bezeichnet und mit Flasergabbros verglichen.

Die wie erwähnt hier überwiegenden Tiefengesteine sind durch Übergänge verbunden und scheinen Differentiationsprodukte des gleichen Magmas zu sein; die Granite gehen durch Granodiorite in Diorite über und Hypersthendiorite führen zu den Hypersthengabbros und Noriten. Auch räumlich sind die verschiedenen Gesteine eng verknüpft.

Als Andesit wird das Gestein eines den Gneis durchsetzenden Ganges vom Habitus junger Ergußgesteine bezeichnet: Plagioklas (Andesin und basischer) und Augit liegt in einer aus diesen Mineralen und Magnetit aufgebauten hypokristallinen Grundmasse.

Als Flußablagerungen finden sich neben herrschenden Tonen auch Kaolinlager und bisweilen in Konglomerate übergehende Sande, die von Tonen überlagert werden. Derartige Bildungen treten im Mittellauf der Ströme bedeutend über den gegenwärtigen Absätzen auf und beweisen somit ihr diluviales Alter.

Bei der Besprechung der durch atmosphärische Zersetzung entstandenen Gebilde betont Verf., daß diese keineswegs das frische Gestein gänzlich verdecken; für die Frage der Lateritbildung schließt er sich an Bauer und van Bemmelen, für die der Schutzrinden an du Bois an. Durch Abbildungen wird der Zerfall der Gesteine in konzentrische Schalen sowie in polygonale und rundlich nierenförmige Bruchstücke erläutert, der durch die starken Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht bei den Schalen verursacht, in anderen Fällen, in denen er auf latente Klüftung zurückgeht, wenigstens stark unterstützt wird.

Für die Frage nach der Herkunft des Goldes gelangt Verf. zu der gleichen Überzeugung, wie sie M. E. D. Levat für Französisch-Guyana ausgesprochen hatte, daß nämlich das Gold primär an die Differentiationsprodukte des die Intrusionen liefernden Alkalikalkmagmas, besonders an die basischen Glieder, die Diorite, Gabbros (und Diabase) gebunden sei, aber auch in verschiedenen viel saureren Intrusivmassen und auch in den kristallinen Schiefern in unmittelbarer Nähe von basischen Intrusionen sich finde. **Milch.**

L. Finckh: Vergleich der Essexite von La Palma und ihres Ganggefolges mit entsprechenden Gesteinen von Norwegen und aus dem Böhmischen Mittelgebirge. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **60**. -31- 1908.)

Im Anschluß an den Vortrag von C. Gagel, Über das Grundgebirge von La Palma (dies. Jahrb. 1909. II. -47-.) führte L. Finckh den Vergleich der Essexite von La Palma mit verwandten Gesteinen durch

und betonte, daß auch unter den deutschen „Diabasen“ im Harz (vergl. Erdmannsdörffer, dies. Jahrb. 1909. I. -56—58-) und im Vogtland (dies. Jahrb. 1909. I. -58-) essexitische Gesteine und stark zersetzte Camptonite vorhanden sind.

Ein auf La Palma als Gang im zersetzten Grundgebirge auftretender typischer frischer Pikrit ist gleichfalls als Spaltungsprodukt des essexitischen Magmas aufzufassen. **Milch.**

L. Finckh: Über Tiefen- und Ganggesteine von Fuerteventura. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **60**. -76—79-. 1908.)

Den innersten und scheinbar ältesten Teil der kanarischen Insel Fuerteventura bilden Gesteine, die Hartung 1857 als Syenit- und Trappformation bezeichnete; v. Fritsch fand 1863 mit diesen Syeniten zusammen Tonschiefer und schieferige Kalke und rechnete daher diese Gesteine ebenso wie verwandte Gesteine auf Madeira, La Palma und Gomera zum alten Grundgebirge als Gipfel eines untermeerischen Gebirges der Diabasformation.

Forschungen von Gagel und petrographische Untersuchungen des Verf.'s ergaben für Madeira und La Palma (vergl. p. -384-), daß diese angeblich alten Gesteine junge Essexite sind, die zu den Ergußgesteinen in engster Beziehung stehen; auf Fuerteventura erwiesen sich diese Gesteine nach Aufsammlungen Gagel's und v. Fritsch's gleichfalls als Tiefen- und Ganggesteine der Alkalireihe, und zwar als Nordmarkite, Pulaskite und Akerite mit Vorherrschaft eines rotbraunen Glimmers über Pyroxene und Natronamphibole, ferner als Essexite mit Analcim (wohl aus Nephelin oder Sodalith hervorgegangen) und Olivin, sowie als Camptonite und Gauteite als Ganggefolge. Die Wahrscheinlichkeit, daß auch sie junge Tiefengesteine seien und in Beziehung zu den jungen Alkali-Ergußgesteinen der Canaren stehen, wurde zur Gewißheit durch kontaktmetamorphe Veränderungen der das Hangende bildenden basanitischen und trachydoleritischen Gesteine. **Milch.**

F. W. Voit: Über die südafrikanischen Diamantlagerstätten. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **60**. -94—107-. 4 Fig. 1908.)

Verf. wendet sich zunächst gegen die Auffassung, daß das Material der diamantführenden Schlöte (pipes), der Blue Ground, explosionsartig herausgeschossen und in die Öffnungen zurückgefallen sei — gegen diese Auffassung spricht besonders die Übereinstimmung mit dem in Gängen und Lagern auftretenden Kimberlit, der die gleichen Nebengesteinsfragmente, auch aus dem unmittelbaren Hangenden, enthält wie die Füllung der Schlöte —, „sondern ein Magma, reich an Urausscheidungen und Nebengesteinsfragmenten, drang in die Spalten und dann

später in die trichterförmigen Öffnungen und die seitlichen Kanälchen" (p. -96-).

Für die mineralogische Zusammensetzung des Kimberlits macht Verf. auf die große Rolle des Pyroxens aufmerksam; in der Gegend von Pretoria treten vollkristalline Pyroxenite auf. Die Zusammensetzung des Kimberlits scheint sehr zu wechseln: in einem dichten „Cement" liegen verschieden große Einsprenglinge von Pyroxen, Olivin, Glimmer in sehr schwankendem Mengenverhältnis. Die Grundmasse aber, das vermeintliche Cement, scheint stets gleichartig zu sein; sie ist stets holokristallin und zeigt in richtungslos körniger Anordnung sehr viel Glimmer, Perowskit, Apatit und Erz zusammen mit einem faserigen Mineral (Sillimanit?) und kleinen Kristallen bald von Augit, bald von Olivin, je nachdem das Gestein das eine oder andere Mineral als Einsprengling besitzt. Verf. bezeichnet demgemäß den Kimberlit „als ein porphyrisches Pyroxen-Olivin-Glimmergestein, das den Harzburgiten nicht zu fern steht, und zwar einer porphyrischen glimmerreichen Abart desselben" (p. -98-); mit Rücksicht auf die hinzugekommenen Fremdkörper nennt er es ein Agglomerat.

Die Kimberlitschlöte stellen bestimmt keine offenen Krater dar, sondern sind als Batholithen aufzufassen; Verf. nennt sie daher Kimberlitstöcke.

Als Beweis führt er an, daß die Sedimente stets vom Kimberlitstock wegfallen, bei Spytfontein (8 Meilen südlich Kimberley) am Kontakt mit den sehr kleinen Kimberlitstöcken sogar senkrecht aufgerichtet sind, daß auf der Robert Victor Mine ein großes, 12 m mächtiges, im Gelbgrund liegendes Schieferfragment stark gefaltet war, daß auf der Lion Hill Mine der Kimberlitstock unter die aufgerichteten Schieferschichten einschießt und daß auf der Kimberley West oder Theron Mine, 30 Meilen westlich Kimberley, ein vom Tage ausgehender flach geneigter Bremsberg (Incline) Hunderte von kleinen, z. T. nach oben ausspitzenden Kimberlitgängen zeigt, die das überliegende, sehr stark verbogene und gefältete Gestein zu durchbrechen versucht haben.

Gegenüber der vielfach vertretenen Meinung, die Kimberlitstöcke wären in den obersten Horizonten reicher an Diamanten, führt Verf. aus, daß in den meisten Fällen von den Leitern der Minen eher das Gegenteil angenommen wurde, während in dem Falle der Premier Mine, in dem tatsächlich ein derartiges Verhältnis besteht, andauernde Verwitterung auf der Mine eine Eluvialseife mit natürlicher Konzentration des Diamantgehaltes bildete. Der Angabe, daß in dem Kimberlit von oben hineingefallenes Material gefunden sei (Holzreste etc.), setzt er entschiedenes Mißtrauen entgegen und betont, daß selbst die Angaben über derartige angebliche Funde ungemein selten und niemals wissenschaftlich beglaubigt sind, also ebensowenig wie die angebliche Anreicherung für eine offene Mündung der Schlöte nach Art der Maare geltend gemacht werden können. Gegen diese Auffassung spricht auch das völlige Fehlen von Kimberlit-

fragmenten, Lapilli oder Bomben oder auch nur von Diamanten und dem „Deposit“ (den größeren, in der feinkörnigen Grundmasse liegenden Mineralen inklusive Diamant) in der Nähe der angenommenen offenen Krater.

Für das Verhältnis von Spalte zu Stock betrachtet es Verf. als erwiesen, „daß die Kimberlitgänge tektonische Spalten sind, die zu den tektonischen Störungen der Formation im engsten Verhältnis stehen. Sie stellten die Linien geringsten Widerstandes dar, auf denen die Kimberlitstöcke ihren Weg nach oben fanden“ (p. -103-). Da aber die Stöcke keinesfalls als Erweiterungen der Gänge betrachtet werden dürfen, diese sogar gelegentlich, wie der fast kreisrunde Stock der Jagersfontein Mine mit 600′ Durchmesser den in ihn mündenden 3′ mächtigen Gang, scharf abschneiden, so sieht sich Verf. zu der, wie er selbst sagt, „sehr gesuchten Erklärung“ genötigt, daß das Empordringen der Batholithe explosionsartig erfolgt sei.

Für das Verhältnis von Spalte und Stock betont Verf., daß das Spaltengestein mit seinem feineren, aber auch gleichmäßigeren Korn dem „Cäment“ des Stockgesteins entspricht und legt besonders Gewicht auf das Fehlen der von Beck als Griquait bezeichneten Urausscheidungen, Granat-Pyroxen-Konkretionen (der sogen. Eklogite boulders) (dies. Jahrb. 1909. II. -237- ff.) in den Gängen und ihre ungemein weite Verbreitung in den Stöcken. Aus diesem Verhalten schließt Verf., daß Kimberlitmagma auf entstehenden Spalten empordrang und hier ziemlich gleichmäßig auskristallisierte, daß aber gleichzeitig infolge des verminderten Druckes das Magma in der Tiefe auszukristallisieren begann und in großer Menge die Urausscheidungen bildete. Es erscheint „bedeutungsvoll, daß der Kimberlit in seinem Urstadium zum überwiegenden Teil Pyroxenit gewesen ist“ (p. -104-). „Als nun für das Kimberlitmagma wieder ein Ventil geschaffen wurde, und es sich in die Erdrinde nach oben einbohrte, wurden Urausscheidungen, mitgerissene Fragmente der durchbrochenen Formation und Teile von dem abgelösten Dache durcheinander durch die Hauptmasse des Magmas agglomeratartig verbunden“ (p. -105-); nachfolgende Gas- und Wasserdampferuptionen verursachten dann die Serpentinisierung des ganzen Gesteins.

Durch die Erkenntnis, daß die mineralogisch den Eklogiten ähnlichen gerundeten Gesteinsbrocken Urausscheidungen sind, und durch das Auffinden von Diamanten in diesen Knollen war bewiesen, daß die Diamanten sich innerhalb des Kimberlits gebildet haben müssen. Die große Seltenheit der Diamanten in diesen Knollen — Verf. kennt nur 5 Fälle — hindert ihn, die Diamanten mit Beck als Urausscheidungen zu betrachten; er verlegt ihre Bildung in das zweite Erstarrungsstadium des Kimberlitmagmas, als sich nach der mise en place das „Cäment“ bildete. Hiermit stimmt überein, daß die Diamanten sich meistens im Cäment finden und hier auch mikroskopisch in kleinen, sehr guten Kristallen nachgewiesen sind. Nimmt man Karbide für die Bildung der Diamanten als notwendig an, so waren diese wohl in Gasform im Magma absorbiert: „erst

bei der Erstarrung tritt die Entwicklung der Gase ein" — während also zur Zeit der Bildung der Urausscheidungen die Möglichkeit der Diamantbildung nur spärlich gegeben war, war sie im zweiten Stadium der Gesteinsverfestigung, bei der Bildung des „Cämentes" in situ, in vollem Maße vorhanden. **Milch.**

B. Mauritz: Über einige Gesteine des Vulkans Meru in Ostafrika. (Min. petr. Mitt. **27**. 315—326. 1908.)

Die beschriebenen Gesteine wurden von K. Uhlig und Jäger gesammelt, sie gehören alle zu den phonolithisch tephritischen Gesteinen.

A. Lavablock aus den Brockentuffen am See Olduroto in der Ebene zwischen Meru und Kilimandscharo, 1500 m Seehöhe.

Nephelinit, mit Einsprenglingen von Ägirinaugit und glasigem Nephelin, der nach (0001) spaltbar ist. Die Grundmasse ist dicht, trachytisch struiert, wenig Glas führend; Gemengteile derselben: Anorthoklas(?), Nephelin, Sodalith und reichlich Ägirinaugit in fetzenartigen Formen. Sodalith und Nephelin sind idiomorph, letzterer erst nach der Ätzung erkennbar. Übergemengteile: reichlich Titanit in Zwillingen nach (001); Apatit und wenige, aber größere Magnetite.

B. Lava vom Südfuße des Meru am Flüßchen Natumore, 1300 m.

Trachydolerit. Einsprenglinge Albit und Anorthoklas, Ägirinaugit, spärlich barkevikitische Hornblende, z. T. resorbiert oder in paralleler Verwachsung mit Pyroxen. Die dunkelaschgraue, trachytisch struierte Grundmasse besteht aus saurem Plagioklas und Sanidin oder Anorthoklas, Sodalith, Nephelin, wenig Glas, Ägirinaugit, Cossyrit und Magnetit-Mikrolithen. Das als Cossyrit(?) bezeichnete Mineral tritt nur in winzigen tiefbräunlich violetten Fetzen oder Borsten auf, die sich stellenweise zu einem Filze ansammeln. Als Übergemengteile treten namentlich als Einschlüsse Apatit, Titanit und Magnetit auf, außerdem ein unbestimmtes, bläuliches Mineral, stark lichtbrechend, aber ohne merkliche Doppelbrechung.

Dieses Gestein wurde vom Verf. analysiert.

SiO_2 52,78, TiO_2 1,50, Al_2O_3 19,08, Fe_2O_3 3,63, FeO 3,79, MnO Spur, MgO 1,58, CaO 5,09, Na_2O 7,95, K_2O 3,85, H_2O 0,44, CO_2 0,10, P_2O_5 0,63, Cl 0,33. $s = 60,56$, $a = 8,5$, $c = 1$, $f = 10,5$, $n = 7,6$.

C. Lava des Merunikraters am Towalla (Domberg), südöstlich vom Meru, 1500 m, und D. Lava vom Towalla, 1600 m.

Diese Gesteine werden als phonolithische Trachydolerite bezeichnet, ihre Ähnlichkeit mit dem vorigen aber betont. Von diesem unterscheiden sie sich durch das Fehlen von Albiteinsprenglingen und den größeren Reichtum des Pyroxens an Ägirinmolekül; außerdem wird die fluidale Struktur der Grundmasse hervorgehoben. Das farblose, an Mikrolithen der farblosen Gemengteile reiche Glas ist schlierenförmig verteilt.

D. Brockentuffe der großen Bresche am Ost-Meru, 1800 m.

Diese Tuffe bestehen aus einer Grundmasse feiner vulkanischer Asche und Bruchstücken von Leucit-Nephelin-Tephrit mit Einsprenglingen

von Ägirinaugit, spärlichem zersetzten Leucit; Feldspat und Nephelin in wechselnden Mengen, derart, daß einige Varietäten an Leisten eines alkalireichen Feldspates reich sind, Nephelin aber als Einsprengling fehlt, während er in anderen Varietäten, zum großen Teil in einen schwach lichtbrechenden Zeolith umgewandelt, den Feldspat überwiegt.

In der Asche ist Leucit reichlich und frisch enthalten, während er in den Brocken größtenteils in einen Zeolith mit γ in der Längsrichtung umgewandelt ist. Doppelbrechung fehlt bei den Leucitresten der Brocken, die Leucite der Asche sind optisch „normal". **C. Hlawatsch.**

L. Cayeux: Structure et classification des grès et quartzites. Pluralité des origines du type quartzite. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexico 1907. 1211—1222.)

Verf. unterscheidet als Sandsteine die sedimentären klastischen Quarzgesteine mit deutlich abgerollten Körnern von den Quarziten, die eine sehr verschiedene Entstehung besitzen können und deren Quarzindividuen keine Anzeichen der Abrollung, sondern das bekannte, durch autochthones Wachstum der Quarzindividuen bedingte Gefüge zeigen. Gewisse ursprünglich sedimentäre Sandsteine mit sekundärer Regeneration der klastischen Quarzkörner, wie sie sich u. a. im Pariser Tertiär finden, bezeichnet er auch als Quarzite und glaubt überhaupt die letzteren unterscheiden zu müssen in „typische Quarzite" und in „Quarzite mit Cäment" (die nichts anderes sind als Sandsteine mit quarzigem Bindemittel! Ref.). Es wird dann weiterhin eine Einteilung der Sandsteine in die „eigentlichen" und die „quarzitischen" vorgeschlagen und diese werden dann wieder in der schon gebräuchlichen Weise in kalkige, dolomitische, opalführende, chalcedonführende Sandsteine usw. gegliedert.

Für die Quarzite wird folgendes Klassifikationsschema aufgestellt:

1. Quarzitsandsteine.
2. Eigentliche Quarzite.
   - A. Typische Quarzite (vergl. oben).
     - a. Körnige Quarzite.
     - b. Dichte Quarzite.
     - c. Schieferige Quarzite.
     - d. Porphyroidische Quarzite.
       - α) Eigentliche porphyroide Quarzite; größere Quarzindividuen in einer feinkörnigen Grundmasse.
       - β) Amygdaloide Quarzite von ähnlicher Struktur wie die Augengneise.
       - γ) Sphärolithische Quarzite. Um die größeren Einschlüsse ordnen sich in der „Grundmasse" radial gestellte Individuen.
   - B. Quarzite mit Cäment (vergl. oben).

„Porphyroidische" Quarzite lagen Verf. von Kreta vor.

Der kurze Abschnitt über die Entstehungsweise der Quarzite bringt Bekanntes. **Bergeat.**

L. Cayeux: Les oeufs d'insectes des lacs de Chalco et Texcoco, des environs de Mexico et la formation des oolithes. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexico 1907. 1223—1227.)

Virlet d'Aoust hatte im Jahre 1857 berichtet, daß in den beiden nahe der mexikanischen Hauptstadt gelegenen Seen sich um Mückeneier Oolithe bildeten und die Vermutung ausgesprochen, daß die Oolithe älterer Formationen in gleicher Weise entstanden sein könnten. Verf. untersuchte den Schlamm der beiden Seen und fand, daß tatsächlich der ziemlich reichliche kohlensaure Kalk häufig mehr oder weniger eiförmige, an Oolithe erinnernde Körperchen um Insekteneier bildet, daß aber solche Umkrustungen auch über irgendwelchen anderen Fremdkörpern im Schlamme auftreten und daß sie nur eine unvollkommene Ähnlichkeit mit echten Oolithen besitzen, da ihnen der schalige und radialstrahlige Aufbau der letzteren fehlt. Cayeux bezeichnet diese Gebilde als „fausses oolithes" oder „Pseudoolithe" und erinnert an das Vorkommen von gewissen mit Unrecht als Oolithe bezeichneten Konkretionen in manchen Kalksteinen, die vielleicht in ähnlicher Weise entstanden sein könnten.

Bergeat.

K. Keilhack: Über das Onyxvorkommen von Etla, Oaxaca. (Compt. rend. X. Sess. d. Congr. géol. intern. Mexico 1907. 759—762.)

Verf. besuchte eines der Vorkommen des fälschlich als „mexikanischer Onyx" bezeichneten Marmors. Es liegt nördlich von Oaxaca, 4 km von der Haltestelle Magdalena entfernt. Die Brüche befinden sich in der Mitte einer annähernd kreisförmigen Fläche von ungefähr 260 m Durchmesser und sind etwa 8—15 m tief. Ringsum lagern von fremden Einschlüssen freie, wohlgeschichtete rhyolithische Tuffe, die nach verschiedenen Richtungen, stellenweise unter 20° einfallen. Der „Onyx" bildet inmitten dieser Tuffe eine Breccie von durcheinander liegenden Blöcken, die in feinster Bänderung noch Schichtung erkennen lassen und wenige Kubikfuß bis zu 40—50 Kubikmeter Inhalt erreichen. Das Zwischenmittel dieser Blockmasse besteht aus rhyolithischem Tuff; dieser bildet 20—30 % der Breccie. Gegen den Rand der onyxführenden Fläche sinken die Dimensionen der Blöcke bis unter Kopfgröße herab und in der Breccie finden sich dort feingeschichtete Bruchstücke gewöhnlichen Kreidekalkes, der Übergänge in den durchscheinenden, kristallinen Onyx zu zeigen scheint. Dazu kommen höchstens faustgroße Trümmer kristalliner Silikatgesteine.

Verf. glaubt, daß die Trümmermassen die Ausfüllung einer Explosionsröhre bilden, von der kristalline Gesteine und Kreidekalke durchschlagen worden seien. Die Umwandlung des Kreidekalkes in den Onyx sei unter dem Einflusse der bei der Explosion sich entwickelnden Gase und von Wasserdampf vor sich gegangen. Neben der einer

früheren Schichtung entsprechenden Bänderung wird auch eine solche beobachtet, die nur als konzentrisch-schalige Struktur sinterartiger Neubildungen zu deuten ist. Eine genauere Untersuchung der Strukturen und Gesteine liegt nicht vor.

Nach einer Angabe Aguileras findet sich der Onyx in der Gegend von San Antonio bei Tehuacan als Spaltenausfüllung in Kreidekalken. Dazu bemerkt Verf.: „Es ist nicht schwer, auch diese Angabe auf einen ähnlichen Explosionsschlot zu deuten". **Bergeat.**

P. Marshall: Distribution of the Igneous Rocks of New Zealand. (Rep. Australas. Ass. Adv. Sc. 1907. [Adelaide.] 11 p. 1 Taf. 1907.)

Obwohl schon manche Spezialuntersuchungen und einige zusammenfassende Arbeiten über die Eruptivgesteine Neuseelands existieren, so ist das Alter der verschiedenen Eruptionen doch nicht immer genau bekannt. Als älteste Eruptivmasse auf Neuseeland wird im allgemeinen die große Gneismasse der Südwestküste von Otago und des größten Teils der Stewart-Insel angesehen. Der vorwaltende Typ ist Dioritgneis mit einer auffallend grünen Hornblende und viel Epidot im Feldspat. Erstere schließt oft Quarz in ähnlicher Weise ein, wie sie es in den Charnockiten Südindiens tut. Neben den Gneisen kommen Granite und Granulite vor. In den Darranbergen nördlich und östlich des Milfordsundes findet sich Glimmernorit. Ferner kommen in diesem Teil der Südinsel Dunit und Harzburgit vor, wovon freilich das Meiste in Serpentin verwandelt ist.

Nördlich von dieser Eruptivmasse liegt (westlich der Wasserscheide) ein großes Peridotitgebiet mit Gabbro, Pyroxenit, Lherzolith und Awaruit. Weiter nördlich folgen Granite von rosa und grauer Farbe. Sie haben Sedimente kontaktmetamorphosiert, deren Alter leider unbekannt ist. Östlich von diesen Graniten findet sich der Syenit von Mc Kay's Bluff bei Nelson und die Peridotite des Dun Mountain bei Nelson. Man findet hier dieselben Gesteine wie in der südlichen Peridotitarea. In Alluvialgeröllen bei Brunner hat J. P. Smith eine ganze Vogesit-Camptonit-Theralithreihe entdeckt.

Auf der Nordinsel kommen an Tiefengesteinen nur Tonalite auf der Coromandelhalbinsel vor.

In den Maitai- und Triasschichten finden sich Granit- und Granophyrgerölle von unbekanntem Ursprung.

Ganggesteine sind auf Neuseeland selten. Lagergänge sind fast unbekannt. Gesteine der Camptonit-Monchiquitreihe kommen längs der Westseite der südlichen Alpen vor. Ein Porphyritgang tritt bei Nugget Point, zahlreiche Diabasgänge bei Reefton und Moeraki, Quarzporphyrit bei Brunner auf.

In die Maitaischichten der Südinsel schaltet sich eine Melaphyrlava ein. Jünger, wahrscheinlich spätjurassisch, sind die Liparite der Clent

Hills und von Lyttelton Harbour, sowie die Andesite der letzteren Lokalität. Diese Eruptivmassen sind mit ihrer jurassischen Unterlage gefaltet, und das Tertiär liegt diskordant darüber.

Vulkanische Gesteine postmiocänen Alters sind sehr verbreitet, darunter am häufigsten Basalte. Die Vorkommen von Oamaru sind etwas älter als die andern. In dem jungmiocänen oder pliocänen Vulkangebiet der Otago Peninsula kommt Nephelinsyenit selten, Tinguáit häufiger vor. Daneben finden sich Camptonite, Teschenite, Bostonite und an Ergußgesteinen: Phonolith, Cossyrit, Alkaliandesit, Trachydolerit, Basanit. Mit den Phonolithen wechsellagern Basalt- und Doleritströme. Banks Peninsula besteht vorwiegend aus Andesiten, namentlich Olivinandesit. Bei Lyttelton kommt ein Trachyt mit großen Tridymitkristallen vor.

Auf der Nordinsel hat seit frühtertiären Zeiten bis heute fast ununterbrochen vulkanische Tätigkeit bestanden. Die ältesten Eruptionen sind die der Coromandelhalbinsel und des Gebietes weiter nördlich, wo Hypersthenaugitandesite herrschen. Dies Gestein findet sich auf Great und Little Barrier Island, an den Whangarei und Whangaroa Heads etc. In der Coramandel-Halbinsel ist der Hypersthen chloritisiert, namentlich in der Nähe der Quarzgänge. Andere, mit den Hypersthenandesiten gleichalterige Gesteine sind Dacite und Hornblendeandesite.

Auf der Coromandel-Halbinsel kommen sodann noch in großer Ausdehnung Liparite vor, die im allgemeinen als jünger betrachtet werden. Es treten darin z. B. auf Paku Island große Sphärolithe auf, andere Typen zeigen solche von geringer Größe. Nach Westen reichen diese gewaltigen Liparitlavaströme bis Taumaranui, nach Süden bis zur Kaimanawa Range. Meist liegen sie auf Obermiocän und werden von einem mächtigen Bimssteinmantel bedeckt, der in einem gewissen Maße durch Wasser verfrachtet ist und innerhalb dessen man hier und da alte Landoberflächen erkennen kann. Der Liparit und der Bimsstein bestehen aus Andesin und Hypersthen. Am Tauposee kann man von letzterem schöne Kristalle sammeln. Vulkanische Kegel, denen die Liparitlava entströmt wäre, kennt man nicht.

Dem Liparitplateau ist eine Anzahl Vulkankegel aufgesetzt: Ruapehu, Ngauruhoe, Tongariro, Kakepuke u. a. Sie bestehen fast ausschließlich aus Hypersthenandesit. In die Lavaströme des Tongariro sind bis 500′ tiefe Täler erodiert, in die vom Ngauruhoe Lava hineingeflossen ist. Danach scheint die vulkanische Tätigkeit eine Zeitlang geruht, dann aber neu eingesetzt zu haben.

Außerhalb des großen vulkanischen Plateaus liegt der Mount Egmont, der aus Hornblendeaugitandesit aufgebaut wird. Das Gestein gleicht denen der Sugar Loaves bei Neu Plymouth. Pirongia und Kariai sind gleichfalls isolierte Eruptionszentren. Ihr Gestein ist Dolerit.

Von Drury im Süden des Waikatobeckens bis Auckland erstreckt sich ein Basaltplateau. Das Gestein ist ein sehr olivinreicher Basanit. In der Halbinsel nördlich vom Auckland bedecken junge Basalte ein weites Gebiet. Die Vulkankegel besitzen vielfach noch ihre ursprüngliche

Form und die Lava ist nur schwach verwittert. Das Gestein ist mit dem von Auckland identisch und wahrscheinlich auch gleich alt.

Noch jünger als diese sind die andesitischen Eruptionen im Tongarirogebiet, auf White Island und am Tarawera. **Otto Wilckens.**

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

J. Park: A Text-book of Mining Geology (for the Use of Mining Students and Miners). 2. Ed. 219 p. 3 Taf. 1907.

Der vorliegende Band aus „Griffin's Metallurgical Hand-Books" ist eine kleine Geologie der nutzbaren Minerallagerstätten für den Gebrauch der Studierenden an Bergakademien und des Bergmanns. Wir haben in deutscher Sprache kein Buch wie das vorliegende, das in knapper Form nicht nur die Erzlager, sondern auch die anderen technisch wichtigen Mineralvorkommen bespricht. Daß sein Erscheinen einem wirklichen Bedürfnis entspricht, beweist die Ausgabe einer zweiten Auflage anderthalb Jahre nach der ersten. An den Bergschulen der englischen Kolonien ist es allgemein in Gebrauch genommen. Verdient das Buch schon aus diesem Grunde unsere Beachtung, so ist es ferner noch von besonderem Interesse, weil Verf., der Professor an der Otago-Bergakademie in Dunedin (Neuseeland) ist, naturgemäß die Beispiele, mit denen er seine Ausführungen illustriert, vorzugsweise dem australischen und neuseeländischen Gebiet entnimmt. Die Anordnung des Stoffes ist folgende:

Das Buch beginnt mit einem einleitenden Abschnitt über die Aufgaben der Geologie und über die Entstehung der Eruptiv- und Schichtgesteine. Es folgt eine Übersicht der Minerallagerstätten, bei der folgende Klassifikation gewählt ist: I. Oberflächliche, II. Geschichtete, III. Ungeschichtete Lagerstätten. In Klasse I werden die Seifen, das Raseneisenerz, die oberflächlichen Salz-, Borax-, Gips- und Schwefelbildungen besprochen. In Klasse II werden solche Lager unterschieden, bei denen das Mineral die ganzen Flöze bildet (z. B. Kohle), und solche, bei denen das Mineral zerstreut in einem Schichtgestein auftritt (z. B. Mansfelder Kupferschiefer). Zu Klasse III gehört die Hauptmenge der Erzvorkommen. Das dritte Kapitel beschäftigt sich speziell mit den Erzgängen. Dann werden die Störungen der Lagerstätten, also Verwerfungen, Überschiebungen usw. erörtert. Das fünfte Kapitel behandelt die Genesis der Lagerstätten und die daraus sich ergebende Klassifikation. Hier wird folgende Einteilung gewählt: 1. Magmatische Ausscheidungen, 2. auf eruptiven Nachwirkungen solfatarischer, fumarolischer, kontaktmetamorphischer und regionalmetamorphischer Natur beruhende, 3. durch Wirkung des meteorischen Wassers, 4. durch Organismen entstandene Lagerstätten. Der folgende Abschnitt erörtert die Theorien der Erzgangbildung. Zum Schluß folgt ein technisch-wirtschaftlicher Teil. Darin werden zunächst in alphabetischer Reihenfolge die nutzbaren Mineralien mit ihren wichtigsten

Vorkommen und den Hauptproduktionszahlen mit Angabe ihres Marktwertes aufgeführt. Endlich wird eine Anleitung zur Probenentnahme und zur Bewertung der Erze sowie zur Begutachtung und Bewertung von Gruben gegeben.

Für die nächste Auflage möchten wir einige Änderungen in Vorschlag bringen. Sedimente, die durch Flüsse im Meer abgesetzt werden, können nach dem geologischen Sprachgebrauch nicht als Süßwasserabsätze bezeichnet werden (p. 2). Die Moose haben an der Bildung der carbonischen Steinkohlen Europas keinen Anteil (p. 28). Die Braunkohlen Norddeutschlands sind Oligocän und Miocän, nicht jurassisch (p. 29). Bei der Besprechung der Entstehung der verschiedenen Kohlenarten dürfte noch die Wirkung der Faltung hervorgehoben werden (p. 30—31). Fahlerz ist nicht das Haupterz des Mansfelder Kupferschiefers (p. 35). Der Knottensandstein der nördlichen Eifel ist sicher untertriadisch; er gehört zum Buntsandstein (p. 36). Das Rammelsberger Erzlager liegt im Mittel-, nicht im Oberdevon (p. 41). Vielleicht könnte auch den Stein- und den Kalisalzlagern ein kleiner Abschnitt gewidmet werden. Sie haben in Park's Buch keine Berücksichtigung gefunden.

Otto Wilckens.

H. F. Bain: Some relations of Paleogeography to ore deposition in the Mississippi Valley. (Compt. rend. X. Session du Congrès géol. intern. Mexico 1907. 483—499.)

Das Mississippital nördlich der Golfniederungen und südlich des Lake Superior besteht weithin aus sehr flachliegenden paläozoischen Seichtseeablagerungen, Dolomiten, Kalksteinen, Schiefertonen und Sandsteinen, die von präcambrischen kristallinen Gesteinen unterteuft werden. Jüngere Eruptivgesteine fehlen, abgesehen von einigen gangförmigen Vorkommnissen, völlig. Seit dem Paläozoicum hat das Gebiet eine andauernde Denudation erfahren. Die Sedimente wurden abgelagert in einer ringsum von vorcambrischen Gesteinen umgebenen Meeresbucht und die Zerstörung dieser muß das Material für jene geliefert haben.

Die Erzlagerstätten des Mississippitales sind zweierlei Art: erstlich solche von Blei, Zink, Kupfer, Eisen und Mangan; von ihnen nimmt Verf. an, daß sie durch eine seit dem Paläozoicum sich abspielende Konzentration sehr geringer, von Anfang an in den Sedimenten vorhandener Metallmengen entstanden seien. Eine zweite Gruppe bilden die Bleiglanz-Zinkblende-Flußspat-Lagerstätten von Süd-Illinois und West-Kentucky; bezüglich ihres Inhalts wird eine Herkunft aus der Tiefe für wahrscheinlich gehalten. Mit den Lagerstätten erster Art beschäftigt sich der vorliegende Aufsatz; insbesondere werden die Bleizinkerzlagerstätten von Wisconsin behandelt. Sie treten in einem ehedem nicht vergletscherten Gebiete (einer „driftless area") in Kalksteinen und Dolomiten des mittleren Ordovician und niemals tiefer als 30—60 m unter der Oberfläche auf, auch reichen sie nie weit unter den Grundwasser-

spiegel hinab. Ihre Form entspricht ganz derjenigen so vieler metasomatischer Bleiglanzlagerstätten, ja sie können als der Typus solcher gelten und gehören zu den am längsten bekannten und am öftesten beschriebenen Lagerstätten der Vereinigten Staaten.

Den eigentlichen Ursprungsort des Bleies, des Zinks und des Kupfers in diesen Lagerstätten sollen die während des Paläozoicums aufbereiteten präcambrischen Gesteine bilden. Schon Whitney und Chamberlin hatten geglaubt, daß bei der Zersetzung tierischer und pflanzlicher Reste die Metalle als Sulfide aus ihrer Auflösung im Ozean niedergeschlagen worden seien. Denselben Gedanken nimmt Bain wieder auf, indem er als Hauptquelle der reduzierenden Kohlenwasserstoffe den stellenweise längs der erzführenden Schichten entwickelten „Oil rock", einen bituminösen Schiefer, anspricht. Die darin enthaltene organische Substanz kann bis 40 % seines Gewichts ausmachen und ist gutenteils leicht vergasbar. Infolge des letzteren Verhaltens erfuhren die bituminösen Schichten eine allmähliche Volumenverringerung, welche in den hangenden Schichten die Spalten erzeugt haben soll, in denen sich jetzt die Erze finden. Die Ausfällung der Sulfide durch jene Kohlenwasserstoffe, denen eine hohe reduzierende Fähigkeit zugeschrieben wird, hätte nach Bain schon im paläozoischen Meere stattgefunden und führt jetzt noch zu einer Konzentration des Erzes auf den Klüften. Durch Weems ist nachgewiesen worden, daß das Nebengestein der Lagerstätten, auch wenn keine Erze darin sichtbar sind, geringe Mengen von Zink und Blei enthält.

[Die Anschauungen Bain's sind bekanntlich schon viel früher für die ganz ähnlichen deutschen Vorkommnisse (z. B. Oberschlesien) geäußert worden. Seine Ausführungen erheben sich nicht viel über oft gehörte allgemeine Betrachtungen; ebenso führt er nur andere und dabei unschöne Worte für langgeläufige Vorstellungen ein, wenn er als „sedigenetic" einerseits und „igneogenetic" anderseits schichtige Lagerstätten und Gänge unterscheiden will. Ref.] **Bergeat.**

T. W. E. David: Occurrence of diamonds in matrix at Pike and O'Donnells Claim, Oakey Creek, near Inverell, New South Wales. (Compt. rend. X. Session du Congrès géol. intern. Mexico 1904. 1201—1210.)

Gelegentlich der Anlage eines Stollens, der eine der tertiären, unter einer Basaltdecke begrabenen diamantführenden Zinnerzseifen erschließen sollte, stieß man innerhalb eines Granithügels auf mehrere bis zu 8 m mächtige Gänge von Hornblendediabas. In dem mächtigsten derselben fand einer der Grubenbesitzer „nach sorgfältigem und geduldigem Suchen" einen eingewachsenen Diamanten. Drei weitere Diamanten fand man im verwitterten Haldenschutt. Keiner dieser vier Steine, die alle einer Gesteinsmasse von etwa 2000 kg entstammten, hatte ein höheres Gewicht als $\frac{1}{2}$ Karat. Der Granit hat spätcarbonisches oder permocarbonisches Alter und führt stellenweise Turmalin und Zinnerz, der Hornblende-

diabas soll etwa im Mesozoicum den Granit durchbrochen haben. Der Diabas ist recht zersetzt, läßt aber noch Plagioklas, Pyroxen, braune Hornblende und etwas Quarz erkennen, wahrscheinlich enthält er auch braunen Glimmer. Die Struktur der Gesteinsgänge ist massig, nicht brecciös. Die von J. C. H. Mingaye ausgeführte Analyse des Gesteins ergab: SiO_2 50,43, Al_2O_3 14,72, Fe_2O_3 2,90, FeO 4,59, MgO 6,67, CaO 7,13, Na_2O 2,47, K_2O 1,23, H_2O (bis 100°) 3,82, H_2O (über 100°) 3,49, CO_2 1,67, TiO_2 0,82, ZrO_2 Spur, P_2O_5 0,22, SO_3 0,01, Cl Spur, Cr_2O_3 0,02, MnO 0,03, SrO Spur, V_2O_5 0,03; Sa. 100,25. Dazu kommen geringe Mengen Gold und Silber. Fl, Co, Ni, Ba und Li sind nicht nachweisbar.

Verf. hält es für wahrscheinlich, daß der Diamant im Diabas von Inverell nicht aus diesem Gestein selbst auskristallisiert, sondern aus einer älteren Lagerstätte in dasselbe gelangt sei. Von Einfluß auf seine Meinung scheint die — sicherlich verfehlte — Auffassung zu sein, die Bonney über die Herkunft der Diamanten im südafrikanischen Blue ground geäußert hatte: diese sollten nach letzterem Abkömmlinge alter, durch die Blueground-Eruptionen durchbrochener Diamantseifen sein. **Bergeat.**

B. v. Inkey: De la relation entre l'état propylitique des roches andésitiques et leurs filons minéraux. (Compt. rend. X. Session du Congrès géol. intern. Mexico 1907. 501—517.)

Verf., bekanntermaßen einer der besten Kenner der siebenbürgischen Goldsilbererzgänge, betont im Gegensatz zu den in manchen Lehrbüchern enthaltenen Angaben, daß zwar zwischen den Andesiten und Propyliten die innigsten Beziehungen herrschen, daß aber die Propylitisation [wie das auch Ref. schon hervorhob] in den betreffenden Gebieten eine regionale, allgemein verbreitete Erscheinung sei, die sich nicht nur auf die nächste Umgebung der Erzgänge beschränke. Die Propylitisation ist älter als die Ausfüllung der Gänge und folgt nicht nur dem Verlauf der letzteren. Das Wesen der Propylitbildung bestehe in der Hauptsache in einer Umwandlung von Pyroxen und Amphibol in Chlorit und Carbonate. Propylite, welche außerhalb des Umwandlungsbereiches der Erzgänge geschlagen werden, zeigen sehr häufig noch völlig frischen Biotit und unveränderten Feldspat. Erst neben den Erzgängen tritt die gemeinhin als Kaolinisierung beschriebene Umwandlung der Gesteine auf, sind die Glimmer und Feldspate mehr oder weniger vollständig zersetzt. Der Pyrit ist kein charakteristischer Bestandteil der Propylite, in denen er häufig vollständig fehlt; nach Verf. tritt anderseits Pyrit gern neben dem Magnetit auf, Pseudomorphosen des ersteren nach letzterem sind ihm nicht bekannt geworden. Wo man in den Propyliten viel Pyrit beobachtet, hat dessen Entstehung mit der ursprünglichen Propylitisation nichts zu tun, sondern er ist ein noch jüngerer Einwanderer; die besonders pyritreichen Gesteine stammen aus der Nähe der Erzgänge. „Die Propylitisierung erstreckt sich immer gleich-

förmig über eine große Eruptivmasse, indem sie sich allmählich gegen ihre Ränder und den Gipfel verliert. Die Kaolinisierung hingegen folgt stets den Erzgängen und Spalten, welche das Massiv durchsetzen, ja sogar über die Propylitzone hinaus, wenn, wie das vorkommt, die Erzgänge in den benachbarten Gesteinen ihre Fortsetzung finden."

Die Entstehung der Erzgänge erklärt Verf. indem er, wie das besonders seitens amerikanischer Autoren geschah, die Lateralsekretion für sehr wohl mit der Aszension vereinbar hält; demnach sei der Stoffinhalt der Gänge wohl durch Wasser emporgebracht worden, entstamme aber nicht einer „unbekannten Tiefe", sondern tiefer gelegenen, ausgelaugten Teilen der Propylitmasse. Bei der Propylitisierung seien die in dem Pyroxen und der Hornblende enthaltenen Schwermetalle entfernt worden, um sich später in den Gängen zu konzentrieren.

In der an den Vortrag sich anschließenden Diskussion (p. 139 des Compt. rend.) äußerte Ref. die Vermutung, daß die Propylitisierung insoweit eine primäre Erscheinung sein könnte, als sich die Bildung des Chlorits und der Carbonate vielleicht während einer gewissen Phase der Gesteinsbildung selbst abgespielt habe. Er dachte dabei an die Bildung mancher Serpentine, deren Wassergehalt mit großer Wahrscheinlichkeit gleichfalls magmatischen Ursprungs sein dürfte. **Bergeat.**

J. F. Kemp: Ore deposits at the contacts of intrusive rocks and limestones; and their significance as regards the general formation of veins. (Compt. rend. X. Session du Congrès géol. intern. Mexico 1907. 519—531.)

Entgegen der auch neuerdings noch besonders von manchen amerikanischen Montangeologen vertretenen Anschauung, daß der auslaugenden Tätigkeit des Grundwassers ein erheblicher Anteil an der Bildung der Erzgänge zufalle, schließt sich Kemp denjenigen an, welche im eruptiven Magma den Ursprungsort des auf den epigenetischen Lagerstätten angehäuften Stoffvorrates erblicken und beweist dieses an einigen amerikanischen Kontaktlagerstätten, die in den letzten Jahren eine mehr oder weniger große Bedeutung als Kupferlagerstätten, in zweiter Linie auch wegen ihres Blei- und Zinkgehaltes erlangt haben. Zunächst wird an den Beispielen von San José im Staate Tamaulipas (Mexiko), von Morenci in Arizona und White Knob in Idaho bestätigt, daß sich auf den Kontaktlagerstätten trotz der Armut der Kalksteine insbesondere an Eisen und auch an Kieselsäure in großer Menge Granate gebildet haben können, die mindestens zum guten Teil, meistens sogar weitaus überwiegend aus dem Molekül $(SiO_4)_3 Ca_3 Fe_2$ bestehen. Dazu kommt in vielen Fällen in reichlicher Menge Magneteisenerz und Eisenglanz, die erst durch das Magma den Lagerstätten zugeführt worden sind.

Bezugnehmend auf Untersuchungen von J. Barrell und W. H. Weed (Barrell, Physical effects of contact metamorphism. Amer. Journ. of Sc. April 1902. 290; Weed and Barrell, 22. Ann. Rep. U. St. Geol. Survey. Part II. 399) erinnert Verf. daran, daß die Umwandlung eines tonigen Kalksteines in Grossular mit einer Volumenverringerung um 47 % verbunden sei. Da die im Kontakt anstehenden Granatmassen jedoch kompakte Gesteine seien, so müsse Stoffzufuhr der Volumenabnahme entgegengewirkt haben. [Sie könnte aber auch durch den Druck des Magmas ausgeglichen worden sein, für den tatsächlich mitunter Hinweise zu erkennen sind. Ref.] Das Transportmittel für die Übertragung von Kieselsäure, Eisenoxyd und Tonerde in das Nebengestein, denen späterhin noch Kupfer- und Eisensulfid folgten, erblickt Verf. in Wasserdampf bezw. Wasser während der späteren Phasen des Vorganges. Die aus dem Eruptivgestein ausgeschiedenen Stoffe vermochten nicht weiter zu wandern, weil sie unmittelbar durch den Kalkstein festgehalten wurden. Als ein Beispiel für die innigen Beziehungen zwischen der Granatbildung und dem Eruptivgestein erwähnt Kemp das Vorkommen einer Orthoklasdruse in der Fortsetzung einer Granateinlagerung im Dioritporphyrit von San José.

Bildet nicht Kalkstein, sondern etwa Quarzit, Gneis, Schiefer usw. das Nebengestein des stoffausscheidenden Eruptivgesteines, so werden Erzgänge entstehen. Haben die eruptiven Aussonderungen Granatfels aus Kalkstein erzeugt, dann kann das magmatische Wasser, beladen mit Kohlensäure als Kohlensäuretherme emporsteigen und ebenso könnten durch die Umwandlung von Kalkstein in Granat die Kohlensäureexhalationen erklärt werden.

Von den gewöhnlichen Kontaktlagerstätten unterscheiden sich diejenigen von White Knob dadurch, daß die Granatmassen fast ausschließlich im Granitporphyr, und zwar bis auf Entfernungen von 300 m vom Kontakte, schlauchähnliche Lagerstätten bilden, die sich nach unten zu vereinigen. Kemp erklärt dieses eigentümliche Vorkommen damit, daß sich in der Tiefe die granitischen Dämpfe längs des Kontaktes mit Kalk beladen hätten, wozu aus dem Granit noch Eisenaushauchungen hinzukamen, und daß durch solche Agentien das Eruptivgestein, in welchem sie emporstiegen, selbst in Granatfels umgewandelt worden sei.

Bergeat.

Experimentelle Geologie. Synthese der Gesteine.

H. Wölbling: Zur Bildung von Eisenglanz. I. (Glückauf. 45. 1909. 1—5.)

Die Erklärung der Bildung von wasserfreiem Eisenoxyd aus Spateisen in der Natur hat insofern ihre Schwierigkeiten, als die Mitwirkung des Wassers dabei nicht ausgeschlossen werden kann und an eine Antoxydation des Carbonates (das bei etwa 300° in Magneteisen übergeht) nicht zu denken ist. Das umwandelnde Reagenz kann also nur eine

wässerige Luftabsorption sein. Es würden so die Oxydhydrate entstehen, aus denen dann durch Entwässerung, aber bei Gegenwart von Wasser das Oxyd hervorgehen müßte. Experimentell bestätigt ist diese Anhydrisierung bisher nicht, aber ein analoger Vorgang ist von VAN'T HOFF in seinen Untersuchungen über Gips und Anhydrid festgestellt worden. Danach ist die Entwässerung mittels angrenzender Phasen geringerer Wasserdampftension möglich. Da die Dampfspannungen der Eisenhydrate aber sehr klein sind, so ist zwar die Bildung von wasserärmeren aus wasserreicheren (echten) Hydraten denkbar, aber nicht die völlige Anhydrisierung der Nichtkolloide. Die Bildung von Eisenglanz aus Spateisen müßte demnach ohne den Umweg über stabile Hydrate vor sich gegangen sein. Dem scheinen aber zahlreiche Beobachtungen zu widersprechen.

Nach MUCK sind zwei physikalisch verschiedene Klassen von Oxydhydraten vorhanden: die aus Oxydulhydraten entstandenen braunen und die aus Ferrilösungen gefällten roten. TOMMASI hat auch chemische Unterschiede der beiden Klassen festgestellt. Nach HAMPE gehen die aus Ferrilösungen gefällten Hydrate in einer durch Chlorcalcium trocken gehaltenen Atmosphäre in das wasserfreie Oxyd über. Sie sind nach VAN BEMMELEN Kolloide. Aber die gelben Hydrate, entsprechend Brauneisenstein und Goethit, sind von VAN BEMMELEN mit Unrecht als Kolloide angesehen worden, da sie nach RUFF stabil sind. Doch konnte RUFF aus ihnen Eisenglanz bei seinen unter hohem Druck unternommenen Versuchen nicht erhalten; denn nach dem LE CHATELIER'schen „Prinzip vom Zwange" wirkt der Einfluß des Druckes bei einer Reaktion stets auf Bildung des widerstandsfähigeren kleineren Molekularvolumens hin, in diesem Falle, da die Molekularvolumina der Oxydhydrate kleiner sind als ihre Komponenten. auf Hydratbildung. Außerdem kommt auch höherer Druck nach Ansicht der Geologen bei der Eisenglanzbildung nicht in Betracht.

In dieser Schwierigkeit helfen die Forschungsergebnisse auf dem Gebiete der Kolloidchemie. Die Kolloide von $x\,Fe_2O_3 + y\,H_2O$ vermögen schwammartig Wasser und Lösungen aufzunehmen oder abzugeben, entsprechend der Tension ihrer Umgebung. Die Wasserabgabe kann selbst bis zur Anhydritbildung fortschreiten, meist mit dem Erfolg, daß dann die Reaktion nicht mehr reversibel ist. Für die natürlichen Verhältnisse kommt dann nur noch die Umwandlung des Geles in die kristallisierte Form mit ihren unberechenbaren Wechselfällen der Beschleunigung und Verzögerung in Betracht. Die eigentliche Kristallisation faßt WÖLBLING im Sinne v. WEINMARN's als eine Umkristallisation unter Vergröberung der Korngröße auf.

Ref. hat im Centralbl. f. Min. etc. 1909. p. 472—475 ohne Kenntnis dieser Arbeit in ähnlicher Weise unter Beibringung von Daten über natürliche Wasserentziehungen die Bildung roten Eisenoxydes und der wasserärmeren roten Hydrate und Kolloide zu erklären versucht.

Stremme.

W. Michaelis sen.: Der Erhärtungsprozeß der kalkhaltigen hydraulischen Bindemittel. (Tonindustrie-Zeitung. **33.** 1909. 1243—1251. 4 Abbild.)

Auf der 32. Generalversammlung des Vereins deutscher Portlandzement-Fabrikanten hielt der Altmeister der Zementforschung, Wilhelm Michaelis, einen Vortrag, in dem er, die Erfahrungen seiner 45jährigen Forscherarbeit zusammenfassend, versucht, „den Schleier von dem Geheimnis zu lüften, welches bislang diesen Prozeß umgeben hat". Michaelis erblickt in der Bildung von kolloidalem „Kalkhydrosilikat", das sehr schwer löslich ist und eine große Bildungsgeschwindigkeit besitzt, das Eigenartige und Wesentliche im Verlaufe des hydraulischen Erhärtungsprozesses. Wenn man blankes Kieselsäuresol in eine wässerige Kalklösung 1 : 120000 (1 Gewichtsteil CaO auf 120000 Gewichtsteile H_2O) gießt, so tritt nach dem Durchschütteln alsbald Opaleszenz auf; wenn man das Sol in eine Kalklösung 1 : 60000 gießt, so entsteht nach dem Mischen sofort eine Suspension; wenn man 1 : 30000 verwendet, so tritt sofort Ausflockung ein, also Hydrogelbildung, eine schnelle Abscheidung aus stark übersättigter Lösung im Sinne v. Weimarn's. Nur bei gewöhnlicher Temperatur bildet sich das Gel, bei 90° und darüber kryptokristallinisches Metasilikat $CaSiO_3 + 2aq$; bei 700—900° entstehen Makrokristalle von $CaH_2SiO_4 + 4aq$. Außerordentlich fein zerriebener Bergkristall wird durch Aufschlämmen mit Wasser in Suspension übergeführt, die ebenfalls durch Zusatz von Kalkwasser unter Abscheidung von Kalksilikathydrogel koaguliert wird. Daß hierbei „keine reine Oberflächenenergie im Spiele ist", ergibt sich aus der Behandlung des Gels mit Salzsäure, durch die Kieselsäure in Lösung übergeführt wird — oder richtiger Kieselerde. „Ich sage ‚Kieselerde' im Gegensatz zu ‚Kieselsäure'. In den hydraulischen Bindemitteln haben die drei sogen. Hydraulefaktoren (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3) immer den Charakter einer Säure, weil sie einer so starken Base gegenüber, wie es die Kalkerde ist, auch bei gewöhnlicher Temperatur noch als wenn auch sehr schwache Säuren wirken; alle drei Körper aber haben amphoteren Charakter, was von dem Aluminiumoxyd ja längst allgemein bekannt ist, aber vom Siliciumdioxyd noch beinahe unbekannt sein dürfte. Mein Vorschlag geht deshalb dahin, in unserer Sprache diese drei Körper zu unterscheiden, je nach der Rolle, welche sie spielen, als Kieselsäure und Kieselerde; als Tonsäure und Tonerde; als eisenige Säure und Eisenoxyd; denn wir haben beim Eisen schon die der Mangansäure entsprechende Eisensäure. Kieselsäure und Tonsäure werden mit steigender Temperatur immer stärkere Säuren; bei den höchsten Temperaturen ist die Tonsäure sogar eine stärkere Säure als die Kieselsäure. Hierüber sollten die Mineralchemiker einmal etwas nachdenken; nämlich wie sie sich eine heteropolare Verbindung von kieselsaurer Tonerde im Schmelzfluß vorstellen. Ich erachte es als homopolare Lösung von Kieselsäure und Tonsäure in weitaus den meisten Fällen."

Bei der Erhärtung des Portlandzementes ist nun nicht die Einwirkung von Kalklösung auf Kieselsäuresol oder Kieselsäuresuspension vorhanden,

sondern die einer Kalklösung auf ein SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 usw. enthaltendes Pulver. Auch hierbei tritt die Hydrogelbildung ein, jedoch erst bei einer Konzentration der Kalklösung von 1 : 3300, während die Quellung beim Zusammentritt der Lösungen von Kieselsäure und Kalk schon bei einer Konzentration von mindestens 1 : 60000 und bei der Behandlung von reinem Kieselsäurepulver mit Kalkwasser bei einer Konzentration von 1 : 10000 bis 1 : 12000 erfolgte. Es ist also zur Kolloidbildung jedenfalls nur eine geringe Menge Kalk erforderlich; ja im Gegenteil, eine konzentrierte Kalkwasserlösung quellt nicht mehr auf, sondern verkittet. So erhärten denn auch mit Kalkbrei nur die höchsten Hydrate; entwässerte Oxyde, Mono- und Dihydrate derselben jedoch nicht. Daß beim Portlandzement die Konzentration des Kalkwassers zur Gelbildung 1 : 3300 sein muß, während bei der Behandlung von Kieselsäurepulver mit Kalkwasser der Schwellenwert ca. 1 : 10000 ist, liegt an der Gegenwirkung der Alkalien, die bei einer bestimmten Mindestkonzentration Solbildner und nicht wie der Kalk für die Kieselsäure Gelbildner sind. Weiterhin ist auch noch das Vorhandensein von Tonsäure und eiseniger Säure in Betracht zu ziehen, die ebenfalls Gele oder aber kristallisierte Körper bilden.

Der Portlandzementklinker ist eine mit Kalk übersättigte feste Lösung von Kalk, Kieselsäure, Tonsäure und eiseniger Säure. Das Anmachewasser, ca. $\frac{1}{3}$ des Klinkergewichtes, löst sofort Kalkerde, Kalkaluminat, Alkalisilikat und wohl auch Kalkferrit, wenn man Gips hinzugetan hat, auch diesen; es bildet sich eine übersättigte Lösung an diesen Stoffen, von denen Kalkaluminat und Kalksulfat zu Kalksulfoaluminat zusammentreten. Da Tricalciumaluminat und Kalksulfoaluminat in starker Kalklösung schwer löslich sind, so bilden sich Kristallskelette aus diesen Verbindungen (eventuell auch noch von Kalkhydrat), die in Nadelbüscheln an Kristallisationszentren anschießen, bei geringerer Übersättigung in hexagonalen Tafeln auskristallisieren. Mit dieser Kristallisation kann nun wohl das Abbinden und Hartwerden des Zementes erklärt werden; aber ein soweit gediehener Kristallmörtel würde wie der Gipsmörtel dauernd wasserdurchlässig bleiben und als Wassermörtel nicht verwendet werden können. Daß mit diesem Vorgange der eigentliche Erhärtungsprozeß jedoch nichts zu tun haben kann, geht daraus hervor, daß die Kieselsäure dabei gar nicht beteiligt ist. Zu einem Wassermörtel gehört aber nichts weiter als Kieselsäure und Kalk. Dieser eigentliche Erhärtungsprozeß tritt erst dann ein, wenn die Kuchenproben trocken werden, d. h. die ganze übersättigte Lösung, die die Zementkörner umgibt, als Hydrogel gerinnt. Das Gel ist zunächst kalkarm, da es aber semipermeabel ist, so läßt es zwar das Wasser durchtreten, behält jedoch den gelösten Kalk zurück. Das durchtretende Wasser wandert zu den noch frischen Klinkerkörnern, um diese zu hydratisieren, d. h. es wird mit Begier von diesen Körnern angesogen. Infolge dieser Wasserentziehung verdichtet sich das Gel mehr und mehr und wird schließlich wasserundurchlässig (impermeabel) und fest. Diese Reaktionen vollziehen sich nicht nach festen stöchiometrischen Verhältnissen, es werden keine chemischen Verbindungen

gebildet, sondern diese kolloidischen Bildungen sind inhomogen. Es handelt sich immer nur um chemische Gleichgewichte.

In der knapp gehaltenen Arbeit wird in glänzender Weise gezeigt, wie diese für den Vorgang der Erhärtung des Portlandzementes gewonnenen Leitsätze sich bei der Untersuchung der Puzzolan- und Schlackenzemente bewähren, und wie mit ihrer Hilfe die Wirkung der das Abbinden beschleunigenden oder verlangsamenden Stoffe, ferner das Treiben des Zementes usw. befriedigend zu erklären sind. Alle Angaben sind nicht lediglich theoretische Folgerungen, sondern werden durch zahlreiche Experimente gestützt. **Stremme.**

Untersuchungen über die Humussäuren. I. **A. Baumann**: Geschichte der Humussäuren. (Mitt. d. k. bayr. Moorkulturanstalt. Heft 3. 52—123. 1909.)

In dieser sehr wertvollen Abhandlung gibt Baumann einen historischen Überblick über die bisherigen Humussäureforschungen.

Was von diesen Forschungen dauernden Wert behalten hat, faßt er in einem „Rückblick“ zusammen, von dem ich nachstehend einen Auszug wiedergebe. — Die chemische Zusammensetzung der sogen. „natürlichen Humussäuren“ ist außerordentlich wechselnd und weist von vornherein darauf hin, daß es keine bestimmte chemische Verbindung gibt, die man als Humussäure bezeichnen könnte. Reine Humussäure kann also nicht existieren, und es ist vergeblich, ihre chemische Konstitution ergründen zu wollen. Es sind Gemenge von kolloidalen Zersetzungsprodukten mit teilweise noch konservierten Pflanzenstoffen. Möglicherweise sind in gewissen Fällen auch wirkliche Säuren in den Kolloidkomplex mit eingeschlossen. Das gewöhnlich als „Humussäure“ bezeichnete Fällungsprodukt alkalischer Bodenlösungen mit Mineralsäuren ist im Boden in dieser Form nicht vorhanden, sondern ein Laboratoriumserzeugnis. Die meisten „sauren“ Eigenschaften der Humussäuren sind aber aus der Untersuchung dieses Laboratoriumsproduktes bekannt geworden. Die bei Einwirkung von Säuren und Alkalien auf Kohlenhydrate und Eiweißkörper entstandenen „künstlichen Humussäuren“ sind ebenfalls Gemenge und unter sich außerordentlich verschieden. Ihre chemische Zusammensetzung wechselt nach den Bedingungen, unter denen sie dargestellt werden. Da die verschiedenen künstlichen Humussäuren sich durch bestimmte chemische Kennzeichen von den natürlichen unterscheiden lassen, so ist es keinesfalls statthaft, sie den natürlichen gleich zu stellen, wenn es auch möglich ist, daß ähnliche Stoffe im Boden entstehen können. Übereinstimmung zeigen die künstlichen und natürlichen Humussäuren in ihrem physikalischen Verhalten; in beiden Fällen handelt es sich um Kolloide. Als solche Kolloideigenschaften sind zu nennen: die hohe Wasserkapazität der frisch gefällten Substanz, das starke Schwinden beim Trocknen, ihre Reversibilität, die Koagulation durch Säuren, Salze, Gefrierenlassen und den elektrischen Strom, die Erzeugung von sauren aus einfachen Carbonaten und Phosphaten und die

Abspaltung von freier Säure aus Metallsalzen, die Bildung gemengter Gele mit anderen Kolloiden, die Maskierung der Metalle und die Bildung von Absorptionsverbindungen. Was die freien Humussäuren im Hochmoor anlangt, so liegt ein bindender Nachweis für deren Existenz nicht vor. Die Reaktion gegen Lackmuspapier ist als solcher nicht aufzufassen. Salze bilden die sogen. „Humussäuren" nicht; die Humate sind inkonstant zusammengesetzt und fallen beim Trocknen oder Gefrieren auseinander. Derartige Absorptionsverbindungen bilden die „Humussäuren" aber auch mit Säuren. Von allen echten Säuren unterscheiden sich die „Humussäuren" aber grundlegend durch ihren völligen Mangel der Leitfähigkeit für den elektrischen Strom.

[Nach den Versuchen des Ref. lassen sich die Humuskolloide des Moorwassers von seinen sauren Bestandteilen durch Dialyse trennen. Die durch die Membran hindurchtretende Säure ist Kohlensäure.]

Stremme.

J. S. Owens: Experiments on the Transporting Power of Sea Currents. (Geogr. Journ. London 1908. **31**. 415—425.)

Bei den großen Meinungsverschiedenheiten, die auch heute noch über das gegenseitige Verhältnis der Wirkungen von Wellen und Strömungen an den Küsten herrscht, kann eine neue experimentelle Untersuchung der Frage nur äußerst erwünscht sein. Owens führte seine Experimente an der Küste des Wash in Norfolk aus, und zwar in der Weise, daß er Feuersteine verschiedener Größe auf den Boden legte und feststellte, welche Geschwindigkeit eine Strömung haben müßte, um die verschiedenen Steine fortzubewegen; die Geschwindigkeit der Strömung wurde an zwei Stäben mittels eines Schwimmers gemessen. Es zeigte sich zunächst, daß der Sand einen großen Einfluß ausübt. Bei einer Strömungsgeschwindigkeit von 0,85 Fuß in der Sekunde bildeten sich Rippelmarken, die erst bei 2,5 verschwanden; dann erst wurde der Sand in gleichmäßiger Weise fortbewegt. So lange aber die Rippelmarken vorhanden waren, wurde die Bewegung der Steine durch die Vertiefungen ganz aufgehalten. Dann ergab sich, daß eine Strömung, die einen Stein von 1,9 Zoll Durchmesser ins Rollen zu bringen vermochte, Kies von nur $\frac{1}{4}$ Zoll Durchmesser nicht bewegen konnte. Die Strömungen können also nur feineren Sand und Schlamm transportieren. Die zahlreichen Experimente sind in einer Tabelle übersichtlich zusammengefaßt, und Owens hat auch eine Formel aufgestellt, die ungefähr die Größe eines Steines angibt, der durch eine Strömung von gegebener Geschwindigkeit bewegt werden kann. Wenn d der Durchmesser der Gesteinspartikel in Zoll, W das Gewicht eines Kubikfußes in Pfund, V die Geschwindigkeit der Strömung in Fuß per Sekunde ist, so ist:

$$d = \frac{45\,V^2}{W - 64} \text{ oder für Feuerstein } \frac{V^2}{2{,}2}.$$

Ein Diagramm, das sowohl die beobachteten wie die berechneten Werte darstellt, läßt erkennen, daß die Übereinstimmung recht gut ist.

A. Rühl.

Topographische Geologie.

Ch. Sarasin: Revue géologique suisse de 1907. (Ecl. geol. Helv. **10**. 293—476. 1908.)

—: Revue géologique suisse de 1908. (Ibid. **10**. 577—724. 1909.)

Inhaltsangaben von den auf die Mineralogie, Petrographie, Geophysik, Tektonik, regionale Geologie, Stratigraphie und Paläontologie der Schweiz bezüglichen Arbeiten, nach der Materie geordnet, in französischer Sprache.

Otto Wilckens.

A. Tobler: Tabellarische Zusammenstellung der Schichtenfolge in der Umgebung von Basel. Basel 1905.

Eine sehr praktische und hübsche tabellarische Darstellung der Schichtenfolge in dem Gebiet zwischen Freiburg i. B., Coblenz, Aarau, Solothurn, Pruntrut und Mülhausen i. E. Die Gesteinsbeschaffenheit kommt zur Darstellung und die Leitfossilien werden genannt. Jedesmal werden Übersichts- und Spezialtabellen gegeben. Die Tabellen der Quartärformation sind auf hellgrünes, die des Tertiärs auf gelbes, die des Juras auf blaues, die der Trias auf violettes Papier gedruckt. Literaturnachweise erleichtern eingehenderes Studium. Das in Taschenformat hergestellte Werkchen leistet als Exkursionsbegleiter ausgezeichnete Dienste.

Otto Wilckens.

J. Früh: Zur Morphologie von Brunnen-Schwyz. (Ecl. geol. Helv. **9**. 399—407. 1907.)

Vom Bahnhof Brunnen oder von der Passerelle aus überblickt man eine durch eindrucksvolle Kleinformen ausgezeichnete Landschaft. Ihre Elemente sind die Terrassen am Urmiberg und bei Ingenbohl, der Inselberg „Burghügel“ und die Aufschüttungsebene der Muota.

Der Urmiberg zeigt eine 3 km lange und 350—500 m breite Terrasse in 525—600 m Höhe. Sie zeigt Rundhöcker und ist von Reußmoräne bedeckt. Eine zweite Terrasse läuft von Brunnen über Ingenbohl nach Hinter-Ibach. Der erste Abschnitt derselben ist die Felsterrasse Brunnen—Unterschönenbach, der zweite die Aufschüttungsterrasse Büolti—Hinter-Ibach.

Der Burghügel (Höhe 10 m über dem See) ist wahrscheinlich eine durch Sturz vom rechten Ufer des Urnersees auf dem Reußgletscher gebildete Obermoräne. Aus anstehendem Gestein besteht er jedenfalls nicht, und ein begrabener Bergsturz kann es auch nicht sein.

Otto Wilckens.

C. Schmidt, A. Buxtorf, H. Preiswerk: Die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen. I. Exkursionsberichte von C. Schmidt, A. Buxtorf und H. Preiswerk. II. Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen von A. Buxtorf. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **60**. 126—197. 1908.)

Die Exkursionen, die sich an die Tagung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Basel im August 1907 anschlossen, wurden nach dem Führer (vergl. dies. Jahrb. 1907. II. -431-) programmäßig durchgeführt. Der Exkursionsbericht enthält u. a. ein von G. Niethammer entworfenes Profil durch das Klippengebiet der Giswyler Stöcke[1], Bemerkungen von C. Schmidt über die im Gneis eingeschlossenen Lager und Schollen von Kalksilikathornfels an der Äußern-Urweid bei Innertkirchen und die Abbildung eines Blockes von Teggiolomarmor mit Gneisrollstücken von der Alp Lavin (Simplongebiet) nach einer Photographie von E. Horn.

Über die Abhandlung von A. Buxtorf berichten wir an besonderer Stelle. **Otto Wilckens.**

Arnold Heim: Einführung in das Exkursionsgebiet des Oberrheinischen geologischen Vereins im April 1907. Walenseetal. 4 p. 4 Taf. Zürich 1907.

Dieser kleine Exkursionsführer für die Ufer des Walensees enthält eine kurze Übersicht über die Schichtfolge und vier Profilskizzen, nämlich stratigraphische Übersichtsprofile durch die Kreidesedimente am Walensee, ein Profil durch die Liasfalte von St. Georgen, ein Profil durch die Auflagerung der Säntisdecke auf der Mürtschendecke im Seretobel bei Betlis und ein Profil in Parallelprojektion aus SW. in 1 : 75000 durch die Nordseite des Walenseetales. **Otto Wilckens.**

---

1. **A. Tobler und A. Buxtorf**: Exkursionsprogramm der Schweizer geologischen Gesellschaft in die Klippenregion am Vierwaldstätter-See. (Ecl. geol. Helv. **9**. 13—18. Mit 2 Beilagen. 1906.)

2. —: Berichte über die Exkursionen der Schweizer geologischen Gesellschaft in die Klippenregion am Vierwaldstätter-See vom 12.—16. September 1905. (Ibid. 19—55. 1906.)

Was in diesen Schriften an neuen Daten über die Stratigraphie und den Bau der Pilatus—Bürgenstock—Rigihochfluhkette, der Lauchernstock—

---

[1] p. 151 ist G. Niethammer ein eigentümliches Mißverständnis untergelaufen. Er mag nicht den Ausdruck „ostalpine“ Decke für die oberste Decke der Giswyler Stöcke angewandt wissen, weil die Wurzel dieser Decke „nicht im Osten, sondern im Süden“ zu suchen ist. Der Name „ostalpine Decke“ soll natürlich durchaus nicht einen östlichen Ursprung dieses tektonischen Elementes andeuten. Ref.

Brisen—Schwalmis—Frohnalpstockkette, der Axenkette, der Klippen der Stanserhorn—Buochserhorngruppe, Arvi—Musenalp—Klewengruppe und Mythengruppe enthalten ist, kann in den schönen „Stratigraphischen Profilen für die Klippenregion am Vierwaldstätter-See“ und den „Geologischen Profilen durch das Klippengebiet am Vierwaldstätter-See 1 : 100000“, die dem Programm beigegeben sind, leicht überblickt werden.

Da die Verf., die auf den Exkursionen die Führung hatten, ihre Untersuchungsergebnisse noch in Form abgeschlossener Werke vorlegen wollen, kann eine Besprechung derselben auf später verschoben werden. Eine vorläufige Zusammenfassung seiner Resultate gibt Buxtorf p. 34—40, Tobler p. 40—43. **Otto Wilckens.**

Alb. Heim: Gneismassiv des Tessin. (Ecl. geol. Helv. **9**. 394. 1907.)

Vergl. dies. Jahrb. 1907. II. -259-. **Otto Wilckens.**

E. Künzli: Geologische Beobachtungen im Juliermassiv. (Ecl. geol. Helv. **9**. 389—390. 1907.)

Im Gebiet zwischen Silvaplana—Piz Polaschin—Sils Baseglia treten Juliergranit, z. T. mit Aplitgängen, an Tonalit erinnernde Hornblendegranite und Diorite mit saurer und basischer Ganggefolgschaft auf. Diese Gesteine sind in Schiefer intrudiert. Am Südwestgrat des Piz Polaschin findet sich ein gestreckter Biotit-Augengneis. **Otto Wilckens.**

A. Buxtorf: Über den Gebirgsbau des Clos du Doubs und der Velleratkette im Berner Jura. (Ber. über d. Vers. d. Oberrhein. geol. Vereins 42. Vers. zu Heidelberg 1909. 74—86. 2 Taf. 1909.)

Das von der Schlinge des Doubs bei St. Ursanne (Berner Jura) umfaßte Stück des Juragebirges, Clos du Doubs genannt, wird von einem Doggergewölbe gebildet, an das sich beiderseitig Malm anlegt. Im Nordschenkel zeigt sich eine Überschiebung, die aber nicht den ganzen Schenkel durchsetzt, sondern auf den Malm beschränkt bleibt. Ihr Ausmaß beträgt nicht mehr als 600 m. Etwas ähnliches beobachtete Verf. in der Velleratkette, die den Südrand des Delsberger Tertiärbeckens bildet. Die Velleratkette hat ein doppeltes Doggergewölbe in ihrem Innern. Die beiden Doggerkerne tauschen sich im Streichen aus. Die Doppelung erlischt im Oxford. Dagegen hat der Malmnordschenkel wieder eine ihm allein eigene Dislokation, nämlich eine Knickung, die sich namentlich im Rauracien geltend macht, und die sich — man kann diese Verhältnisse beim Eisenwerk Choindez gut beobachten — bis zu einer Überschiebung von etwa 150 m Betrag steigert. Unterhalb der Knickzone zeigt der Rauraciennordschenkel wieder normales Verhalten. Das Einfallen des Doggers und des Malms zeigt hier in ein und demselben Profil eine deut-

liche Divergenz. Man kann diese Erscheinung nicht als eine nachträgliche Senkung auffassen, sondern sie ist ein integrierender Bestandteil des Faltungsvorganges. Die plastischen Oxfordtone bewirkten, daß der Malm sich primär anders faltete als der unterlagernde Dogger. Die anderen tonigen Schichtkomplexe im Jura bewirken ähnliche Erscheinungen und sie selbst werden durch tektonische Vorgänge oft in ihrer Mächtigkeit beeinflußt. Verf. vermutet, daß auch die Überschiebungen in den Klusen von Mümliswyl und Balstal in diese Kategorie von partiellen Überschiebungen gehören [worin wir ihm nicht beistimmen können. Ref.].

Nicht nur im Jura, sondern auch in den Alpen bilden tonige Komplexe Gleithorizonte, so die *Opalinus*-Schiefer des Torrenthorngebietes, ferner die unterste Kreide der helvetischen Decken, die die Loslösung der Kreideketten von den Jurakernen hervorrief. Endlich spielte die Existenz der aus plastischen Gesteinen bestehenden Anhydritgruppe die Hauptrolle bei der vom Verf. wahrscheinlich gemachten Abscherung der Sedimentdecke des Schweizer Juragebirges von ihrem älteren Untergrunde.

Otto Wilckens.

E. Argand: Carte géologique du massif de la Dent Blanche (Moitié septentrionale). Levée 1905—1907. (Matériaux pour la carte géol. de la Suisse. Nouv. Sér. Livr. XXIII. Carte spéc. No. 52. 1908.)

Diese Karte ist einstweilen ohne Text veröffentlicht, doch wird eine ausführliche Beschreibung des Gebiets nachfolgen. Einstweilen kann eine vorläufige Mitteilung des Verf.'s (vergl. p. -256-) als Erläuterung dienen.

Die Karte, die Teile von acht Siegfriedblättern umfaßt, bringt das Gebiet zwischen Evolena, St. Nikolaus und Zermatt zur Darstellung. Die geologische Aufnahme dieses von Gletschern starrenden Gebirgslandes, das zu den touristisch schwierigsten der Schweiz gehört, ist eine Glanzleistung, und zwar nicht nur wegen der sportlichen Leistungsfähigkeit des Verf.'s, von der sie Zeugnis ablegt, sondern auch wegen der schönen Ergebnisse, die sie gezeitigt hat, und wegen der Genauigkeit und Sorgfalt, mit der sie durchgeführt ist. Es ist ein prachtvolles geologisches Bild, wie sich auf der Karte die Deckscholle der Dent Blanche mit ihren kristallinen Gesteinen von ihrer mesozoischen Unterlage abhebt.

Unterschieden sind folgende Gesteine:

Vortriadische Bildungen der Decke des Großen St. Bernhard (Augengneis, Quarzit, Glimmer- und Hornblendeschiefer, carbonische (?) schwarze, graphitische Schiefer, permische (?) blätterige Sericitquarzite, letztere beiden besonders ausgeschieden, alles dies früher als Casannaschiefer bezeichnet).

Vortriadische Bildungen der Dent Blanche-Decke: Arollaserie und Valpellineserie je mit einer besonderen Farbe, die einzelnen Gesteinstypen durch Strichelungen und Punktierungen bezeichnet. In der Arollaserie spielen Amphibolgranite und „Arollagneise" die größte Rolle. Sie sind intrudiert in feinkörnige, chloritische Gneise. Die „Groupe de Bertol"

(blaue und weiße Granite und Gneise, Quarzdiorite, Gabbros usw.) bildet den Übergang zur Valpellineserie. In dieser treten Muscovitgranite, Aplite, Kinzigitgneise, Gabbros, Peridotite, Diorite und Marmore mit Kontaktmineralien auf.

Im Mesozoicum der Unterlage der Dent Blanche-Decke sind ausgeschieden: in der Trias: kompakte und plattige Quarzite, „Hubelgesteine" (Quarzite mit Bänken von dolomitischem Kalk und Prasinit), die Brunnegghornserie (dunkle, plattige Kalke, Kalkbreccien, dunkle kohlige Schiefer, dolomitische Kalke und Rauhwacken), mehr oder weniger dolomitische Kalke und Marmore mit Prasinitbänken, blätterige Marmore des Barrhorns, obere Rauhwacke. Im Jura: Kalkschiefer („Glanzschiefer") und kristalline Kalke, Einschaltungen von Glimmerschiefer, Quarzit usw.

In den basischen Eruptivgesteinen des Mesozoicums sind vier Gruppen abgetrennt: 1. die Zermatter-Gruppe: Eklogite, Granatamphibolite, z. T. mit Glaukophan, untergeordnete Massen von Amphibolprasinit, 2. Serpentin, 3. Tracuitgruppe: Zoisitprasinite (Gabbroabkömmlinge), z. T. mit Chromglimmer, Serpentinschiefer und Marmore, 4. Biesgruppe: Chloritprasinite (Ovardite).

Im Mesozoicum der sedimentären Bedeckung des Dent Blanche-Massivs werden untere Sandsteine und Quarzite, mehr oder weniger dolomitische Kalke, Rauhwacken mit roten und grünen Schiefern und endlich graue oder schwarze Plattenkalke, Kalkbreccien und Quarzite abgetrennt. Die letzte Serie ist vielleicht schon Jura.

Im Quartär sind Moränen, Moränenwälle, fluvioglaziale Ablagerungen, fossiles Eis, Schuttkegel der Bäche, trockene Schuttkegel, Gehängeschutt, Bergstürze und Lawinenmoränen ausgeschieden.

Die technische Ausführung der Karte ist hervorragend. Argand's Werk verdient uneingeschränktes Lob. **Otto Wilckens.**

J. Lachmann: Der Bau des Jackel im Ober-Vintschgau. (Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. **21**. 1908. 1—32. 1 bunte Karte 1:20000.)

—: Der Bau des Jackel im Ober-Vintschgau. Dissertation 1907. Berlin.

Verf. unterscheidet in dem untersuchten Gebiet kristalline Schiefer und Erstarrungsgesteine, mechanische Ablagerungen und organische Ablagerungen.

Von Erstarrungsgesteinen ist vorhanden: Quarzporphyr, Quarzdiorit, Granit; von kristallinen Schiefern hat er beschrieben: Zweiglimmerphyllit, Muscovitgneis, Biotitgneis, Sericitphyllit, Zweiglimmerschiefer, Glimmerplagioklasgneis, Sericitquarzit, Eisenglimmerschiefer. Die mechanischen Ablagerungen beginnen mit metamorphen Arkosen und Sandsteinen des Verrucano und schließen mit Arkosen und bunten Sandsteinen der skythischen Stufe. Es folgen Dolomite, Kalke, Mergel und Sandsteine der anisischen Stufe, Rauhwacken der karnischen Stufe, obertriassischer Dolomit der norischen Stufe.

Das Gebiet läßt einen kristallinen Unterbau erkennen, welchem Oberbau und eine Zwischenfuge aus sedimentären Gesteinen vom Verrucano bis zur obertriassischen Stufe aufgeschoben sind. Eine der Überschiebung nachfolgende Faltung aus SO. hat einzelne Mulden nach NW. überkippt.

Als Einleitung gibt Verf. eine Wertung der Anwendbarkeit von chronologischer und genetischer Stratigraphie und kündigt an, daß in seiner Arbeit die genetische Methode in den Vordergrund gestellt ist.

Die Resultate sind etwas überraschend, karnische Rauhwacken und Sandsteine der ladinisch-anisischen Stufe werden als organische Ablagerungen kartiert.

Ferner, die Überschiebung wird aus Osten hergeleitet, jedoch ohne Angabe von Gründen. Die nicht sehr zahlreichen Profile tragen einzelne Buchstaben und Zahlen, deren Bedeutung nicht angegeben ist. Obwohl die kartierten Triasablagerungen höchstens 12 qkm groß sind, genügen sie für den Verf. doch, um die von E. Suess angenommene Bedeckung der Zentralalpen mit einer zusammenhängenden Kalkdecke zur Zeit der Alpenbildung abzulehnen.

Die für das Gebiet in Frage kommende Literatur ist nicht vollständig verwertet, auch wäre für die bunte Karte der Maßstab 1 : 75000 ausreichend gewesen. **Welter.**

G. Geier: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1909. **59**. Heft 1. 98—99.)

Die Schichtfolge in dem untersuchten Gebiet, welche außerordentlich ausführlich gegeben ist, reicht bis zum Muschelkalk hinab, welcher durch Reiflinger und Gutensteiner Kalk gebildet wird. In den obersten Lagen der Reiflinger Kalke schalten sich Mergelschieferlagen ein, die durch ihre Fossilführung als Partnachschichten sich charakterisieren. Darüber lagern lokal mächtige Massen von Wettersteinkalken, welche teils als Diploporen-, teils als Korallenkalke ausgebildet sind. Sie sind das Liegende der Lunzer Schichten, auf welche folgen Opponitzer Kalk, Hauptdolomit, Rhätkalk (oberer Dachsteinkalk) und Kössener Schichten. Der Lias ist im Bereiche der ostalpinen Serie durch Hierlatzkalk und Fleckenmergel vertreten. Auch oberer Liasschiefer war früher in der Gegend von Trattenbach aufgeschlossen, ist jedoch heute verbaut worden. Der Klauskalk vertritt die Macrocephalenschichten des Brieltales und Verf. hat in ihm eine reiche Fauna von Phylloceraten, Stephanoceraten, Oppelien, Rhynchonellen, *Posidonomya alpina* usw. gefunden. Über dieser Stufe hat Verf. blutrote Kieselkalke und Radiolarienmergel beobachtet, die vielleicht schon das Tithon vertreten. In den äußeren Ketten beobachtete Verf. jedoch rostbraune oder dunkelgrüne Hornsteinbänke und dann 100 m mächtige kieselreiche Plattenkalke, welche nach oben mit weißen Crinoidenkalken wechsellagern und schließlich vom Vilser Kalk überlagert werden. Die jurassischen Ab-

lagerungen schließen mit rotem Aptychenkalk und werden vom transgredierenden Neocom überdeckt. Die Kreide ist durch Neocom, Gault und Gosauschichten vertreten, welch letztere z. T. flyschartig ausgebildet ist. Das Alpenvorland wird vom Flysch eingenommen, welcher senone und eocäne Anteile in sich begreift. Im Flyschvorlande liegen die bekannten exotischen Vorkommnisse des Leop. v. Buch-Denkmal, die Grestener Schichten, welche in jüngster Zeit von Trauth (in der Wiener geol. Ges. 1. 1908) behandelt wurden, ferner der Serpentin von Gstadt, die *Acanthicus*-Kalkklippen des Pechgrabens usw. Die Tektonik ist ziemlich kompliziert. Die Grenze zwischen Kalkalpen und Flysch ist meist ein Bruch und, wenn als Überschiebung ausgebildet, nur von geringem Ausmaß, wofür als Grund das Erscheinen gleicher Fazies in den Gosau- und Flyschschichten angegeben wird.

Auf dem tektonischen Übersichtskärtchen tritt gut hervor, daß die von Westen heranstreichenden Falten scheinbar unter die östlichen Bogenfalten hinabtauchen, was auf einem Zusammenstauen gegen den Außenrand hin beruhen soll, aber nicht auf eine als Ganzes vorgeschobene Rindenpartie. Der Granit des Leopold v. Buch-Denkmals wird als die südlichste Klippe der böhmischen Masse angesehen, welche hier noch aus dem Flysch herausragen soll. Die tektonische Auffassung des Verf.'s ist jedoch nicht die einzig mögliche, E. Suess hat jüngst im „Antlitz der Erde" (III. Bd. 2. Teil. 1909. p. 167—210) die Auslegung der Deckentheorie bestätigt und auch im speziellen von dem hier behandelten Gebiet eine entgegengesetzte tektonische Auslegung vorgetragen. **Welter.**

O. Ampferer: Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1908. **58**. 281—303.)

Verf. hat die Hornsteinbreccie des Sonnwendgebirges einer genauen Prüfung unterzogen. Von ihrem früheren Bearbeiter Wähner waren sie als Dislokationsbreccien angesehen worden, eine Auffassung, der Verf. hier entgegentritt und für sie eine sedimentäre Entstehung in Anspruch nimmt. Seine Gründe sind folgende:

„1. Regelmäßige stratigraphische Einordnung an derselben Stelle der Schichtfolge.
2. Wechsellagerungen im Liegenden und Hangenden mit den Nachbarsedimenten.
3. Verschiedene lagenweise Ausbildung als Breccien oder Konglomerate und Auftreten von Schichtung.
4. Führung von Gesteinen aus Schichtreihen, welche im Sonnwendgebirge nicht in gleicher Fazies vertreten sind.
5. Buntheit und Mannigfaltigkeit der Mischung der Komponenten der Hornsteinbreccie und häufige Geröllform derselben.
6. Fehlen jedes näheren Zusammenhanges mit der benachbarten erzeugenden Tektonik.

7. Fehlen der engen Abhängigkeit der Zusammensetzung von der jeweiligen erzeugenden Tektonik.
8. Verbreitung an Stellen, wo keinerlei größere tektonische Störungen nachweisbar sind.“ **Welter.**

F. Frech: Geologie der Radstädter Tauern. (Geol.-paläont. Abh. Koken. N. F. **5**. Heft 1. 1901. Bunte geol. Karte 1 : 75000 u. 38 Textfig.)

F. Becke und V. Uhlig: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. (Sitz.-Ber. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. **115**. 1. Abh. Dez. 1906.)

V. Uhlig: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. (Ibid. **117**. Dez. 1908.)

F. Becke: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. (Ibid. **117**. April 1908.)

Die Radstädter Tauern können als gutes Beispiel angegeben werden, wie schnell heute auf dem Gebiete der Alpengeologie der Fortschritt der Erkenntnis ist, wie revolutionär Erfahrungen wirken können, die in anderen Gebirgsteilen gewonnen, nun auf ein neues Gebiet übertragen werden. Die Zeit für den Geologen ist vorbei, da er nur aus seinem engen Arbeitsgebiet heraus sämtliche sich ihm aufdrängende Fragen beantworten zu können glaubte, die Gesamtheit der Erfahrungen und Beobachtungen wird heute die Deutung des Lokalbildes bedingen. Unter diesem Gesichtspunkte verstehen wir, wie die Radstädter Tauern in 5 Jahren nach einer monographischen Bearbeitung durch F. Frech ein ganz verändertes Bild zeigen, neue Probleme uns stellen und wie ein dunkles, unerforschtes Gebirge sich uns darbieten.

Im Jahre 1901 hat F. Frech in Verbindung mit v. Arthaber, Volz, Sindermann eine bunte Karte der Radstädter Tauern 1 : 75000 gegeben. Diese umfaßt ungefähr die Gegend von Radstädt an südlich bis Gries im Zederhaustal, und zwar in einer Ost-West-Ausdehnung, welche durch die Orte Wagrein und Mandling bezeichnet werden kann.

Die Verf., denen eine handschriftliche Kopie der Vacek'schen Aufnahmen von 1885 zur Verfügung gestanden hat, haben auf der Karte ausgeschieden eine präcambrische Schieferhülle, und zwar in ihr ältere und jüngere Schiefer getrennt. Zu den älteren Schiefern gehört ein grobkristalliner brauner Kalk, der Einlagerungen im Kalkphyllit bildet, Chloritschiefer und Kalkphyllit mit Serpentineinlagerungen, welche in zutreffender Weise mit dem der Brenner Gegend verglichen werden. Die jüngeren Schiefer sind der Radstädter Quarzit und Quarzphyllit. Von triassischen Ablagerungen wird unterschieden Werfener Schichten mit Lantschfelder Quarzit, Gutensteiner Kalk und Schiefer, Diploporendolomit, *Cardita*-Schichten in Gestalt von Pyritschiefern und Hauptdolomit. Der Jura ist nur als Crinoidenkalk des Dogger vorhanden. Eocäne Nummulitenkalke finden

sich im Ennstale z. T. in Blöcken, z. T. ob Znaum bei Radstädt anstehend. Miocäne Letten und Konglomerate finden sich besonders bei Wagrein, sie haben an der Alpenfaltung nicht mehr teilgenommen. Ausgeschieden sind ferner auf der Karte tektonische Umwandlungsbildungen, die sogen. Schwarzecksbreccie und Rauhwacken, welche als Mylonite aufgefaßt werden.

Entlang dem Mandling-Zug im Norden werden zwei große Längsstörungen postmiocänen Alters angenommen. Von Tweng laufen nach Norden zwei große Brüche, der eine von Tweng entlang der Tauernstraße, die Grenze zwischen Quarzphyllit und Trias bildend, wobei aus den beigegebenen Zeichnungen von E. Suess zu ersehen ist, daß dieser Bruch verhältnismäßig flach liegt.

Der andere Bruch verläuft ebenfalls von Tweng aus nach NW., jedoch etwas südlicher in der Richtung Windsfeld. Sonst finden sich noch einige andere kleine Brüche, die der oft nicht aufgeschlossenen Grenze zwischen Kristallin und Mesozoicum entsprechen.

Die Regionaltektonik ist gegeben durch die stratigraphischen Anschauungen des Verf.'s. Weil die Kalkphyllite mit ihren Serpentinen versteinerungsleer sind, sind sie präcambrisch. Und weil sie präcambrisch sind, so sind die lastenden Triasschichten in ihr normales Hangende und nicht hinaufgeschoben worden.

„Die Schichtenneigung entspricht im großen und ganzen der häufig in den Zentralalpen beobachteten Fächerstellung, d. h. im Norden der Radstädter Tauern waltet südliches Fallen vor, im Süden beobachtet man so gut wie ausschließlich nördliche bis nordöstliche, meist steile Neigungswinkel. Das Zentrum wird von der unregelmäßigen Mulde des Triasdolomites eingenommen, welche der von der Faltung nur teilweise bewältigten Achse des Fächers entspricht."

Die Bedeutung der Arbeit liegt in der Betonung des unsymmetrischen Baues der Alpen und der endgültigen Zurückweisung der befremdlichen Fjordstratigraphie von Vacek. Die Arbeit hat zu einer längeren, sehr scharfen Polemik mit Vacek geführt, die jedoch eine Rettung der Fjordstratigraphie nicht gebracht hat und ohne besonderes Interesse ist. Man mag diese Auseinandersetzung in den Verhandl. der Reichsanst. 1901. No. 7, 17, 18 nachlesen.

Mit dem Jahre 1906 beginnt ein neuer Abschnitt in der Erforschung der Tauern. Die Deckentheorie hat jetzt ihr Licht auch in diese dunklen Gebiete gebracht und sie unserem Verständnis näher gerückt. Es hat sich dabei gezeigt, daß die Komplikationen in den Tauern ein bisher nicht geahntes Ausmaß erreichen, daß die alten Kartierungen nicht mehr genügen können und eine Neuaufnahme erforderlich ist, und über eine solche liegen einige inhaltsreiche vorläufige Mitteilungen von F. Becke und V. Uhlig vor.

Im östlichen Teile der Hohen Tauern sind, wie man seit langem weiß, zwei große gesonderte Intrusivkerne vorhanden, es sind der Sonnblickkern und der Hochalmkern, auf welch letzteren sich die Untersuchungen Becke's beziehen. Von dieser Gegend sagt Verf.: „Die Verhältnisse der

Schieferhülle im Gasteiner Gebiet sind völlig zureichend beschrieben, wenn man angibt, daß der Zentralgneis von einer Schieferhülle umgeben ist, die fern vom Intrusivgestein bei phyllitischem Habitus die Zusammensetzung der oberen Tiefenzone kristalliner Schiefer hat, aber in den vom Intrusivgestein eingehüllten jungen und in einer randlich allmählich abklingenden Kontaktzone Übergänge zur unteren Tiefenzone der kristallinen Schiefer zeigt, sowohl in der mineralogischen Zusammensetzung, als in der deutlicher kristallinen Entwicklung. Kontaktzone und Intrusivgestein haben ihre Ausprägung durch Metamorphose im unmittelbaren Anschluß an die Intrusion erhalten."

Die Uhlig'schen Profile, an denen eine Zahl von jüngeren Geologen: Seemann, Kober, Schmidt, Trauth mitgearbeitet haben, bringen eine schematische vereinfachte Übersicht der Tektonik und weisen Komplikationen auf, die diese Gegend den verwickeltsten Gebieten aus Alpen an die Seite stellt.

Das tiefste tektonische Glied ist der Kalkphyllit lepontinischer Fazies mit basischen Eruptiven. Darüber liegt übergeschoben eine Serie, bestehend aus Sericitquarzit und schieferigem Gneis. Darüber liegt das System der Tauerndecke. Sie beteht aus Gyroporellendolomit, Pyritschiefer rhätischen Alters, welche aber vielleicht noch jüngere Horizonte umfassen, und aus Juramarmor. Diese mesozoische Decke wird wieder überschoben von der Sericitquarzit-Gneisdecke, welche nach Norden hin immer mehr anschwillt und die tiefere Tauerndecke allmählich überdeckt, doch taucht sie an zwei Stellen an der Tauernstraße, im Brandstädter- und im Lackengutfenster wie nochmals unter den Quarziten heraus (auf der Frech'schen Karte steht hier nur Archaicum verzeichnet).

Zwischen Kristallin und Mesozoicum finden sich häufig Rauhwacken eingeschaltet, welche als Mylonite oder Reibungsbreccien nach dem Vorgang von Frech ausgelegt werden. Nach Norden zu tauchen diese Decken unter den ostalpinen Mandlingzug unter.

Die obere Sericitquarzitdecke, die Tauerndecke, ihre liegende Quarzitgneisserie sind kompliziert miteinander verfaltet und die einzelnen lokalen Überschiebungen, welche z. T. schon Vacek und Frech gekannt haben, gewinnen in dem Uhlig'schen Profil Verständlichkeit und verlieren alles Sonderbare, was ihnen früher anhing.

Eigenartig ist die Uhlig'sche Auffassung der tieferen Quarzitgneisserie, welche das Liegende der Tauerndecke bildet. Sie wird von Uhlig nicht als eine selbständige Decke aufgefaßt, sondern als „rückläufiger Schenkel mit verkehrter Schichtenfolge", wie Verf. sich ausdrückt. „In der helvetischen Deckenregion der Schweiz stecken in einer gewissen Zone Flysch und Oberkreide als nach oben abgeschlossene, sogen. falsche Antiklinalen von unten hervor und bewirken so eine Teilung der helvetischen Decken. Dieselbe Rolle wie dort der Flysch spielt hier merkwürdigerweise die Gneisquarzitserie. So wie im Bereich der helvetischen Decken die geologisch jüngsten oberen Glieder der Schichtserien am weitesten nach Norden vorgeschoben und am mächtigsten entwickelt sind, so ist auch hier

die nördlichste Quarzitgneiszone am weitesten nach außen verfrachtet und am mächtigsten. Wir können somit sagen, daß sich in den Radstädter Tauern Gneis, Quarzit, Trias und Jura so verhalten, wie wenn sie eine fortlaufende Schichtenserie bilden würden, innerhalb deren aber Quarzit und Gneis die jüngsten Glieder repräsentieren.“ [Ref. ist der Ansicht, daß in der Unmöglichkeit, den Gneisquarzitserien ein Flyschalter zuzuweisen, der Beweis liegt, daß diesen kristallinen Serien je der Rang selbständiger Decke zuzuweisen ist.]

V. Uhlig faßt den Mandlingzug etwas anders auf, als Haug (B. S. g. F. 1906) es getan.

Haug hatte, auf die unzulängliche Frech'sche Beschreibung gestützt, Mandlingzug und Tauerndecken zu einer Einheit zusammengefaßt und sie mit seiner „bayrischen Decke“ verglichen. Uhlig weist aber darauf hin, daß nach seinen Aufnahmen, seine Profile zeigen es recht gut, der Mandlingzug eine höhere ostalpine Decke darstellt, welche von der höchsten Quarzitgneisdecke noch unterteuft wird.

Die Tauerndecke wird nun noch in einzelne Spezialdecken geteilt, die jedoch nach dem Verf. mehr den Charakter von kurzen Digitationen, als von eigentlichen Teildecken tragen. Der Kopf oder die Stirn dieser einzelnen Decken taucht nach Norden in den Untergrund hinein, ein nicht unwichtiges Vergleichsmoment mit analogen Erscheinungen in der Schweiz. Diese Teildecken sind die Speiereckdecke, die Hochfeinddecke, die Lantschfelddecke und die eigentliche Tauerndecke.

Besondere Aufmerksamkeit haben Becke und Uhlig der Katschbergregion gewidmet. Dort liegt über dem Zentralgneis des Karek die lepontinische Schieferhülle mit den basischen Eruptiven. Sie ist hier entweder schon autochthon, aber jedenfalls von ihrer Wurzelregion nicht weit entfernt und trägt noch einzelne Fetzen von Dolomiten, Pyritschiefern von der Natur der Tauerndeckengesteine, und zwar in isoklinaler Lagerung. Auf der Karte haben sie ein linsenförmiges Aussehen und lassen sich nach Ansicht von Uhlig als Scheitelregion über der hochgespannten Zentralgneiskuppel auslegen. Gegen sie und auf sie ist der Granatglimmerschiefer des Ainek überschoben und der Kontakt zwischen diesem Granatglimmerschiefer und dem Tauerndeckensystem, die Katschberglinie im Sinne von Becke läuft, wie Termier dies schon behauptet hat, in die Wurzelregion der ostalpinen Decke beim Sprechenstein hinein. [Ist dies richtig, und Uhlig scheint das anzunehmen, so müßte man konsequenterweise die Katschbergregion als Wurzel einer der Tauerndecken ansprechen. Ref.]

Es ist kaum zu verkennen, daß in diesen so wenig umfangreichen Arbeiten aus den letzten Jahren eine sehr große Arbeitsleistung steckt, daß wir erst durch sie erfahren haben, wie im einzelnen die Tektonik dieser verwickelt gebauten Gebiete sich darstellt und man kann nur mit Befriedigung feststellen, daß auch dieser Teil der Alpen uns nur im Lichte der Deckentheorie verständlich ist. **Welter.**

---

1. **E. Maury**: Sur la présence de nappes de recouvrement au Nord et à l'Est de la Corse. (C. R. Acad. des Sc. Paris. **146**. 945—947. 1908.)

2. **P. Termier et E. Maury**: Sur les nappes de la Corse orientale. (Ebenda. 1426—1428.)

1. Die Glimmerschiefer bei Luri auf Nord-Korsika werden von mehreren Kalkbänken durchzogen, die weder mit Glanz- noch mit Grünschiefern vergesellschaftet sind. Eine oberste Kalkbank aber trägt Glanzschiefer. Während diese Kalke in dieser Gegend stark ausgedünnt und selbst linsenförmig verquetscht sind, nehmen sie nach Süden an Mächtigkeit zu. Offenbar liegt hier ein Paket von Decken vor [s. dagegen unter 2]. Die von Kalken und Glanzschiefern überlagerten Glimmerschiefer der Gegend zwischen Bastia und Barretali liegen über diesen Decken und ihre Glanzschiefer werden ihrerseits wieder von grauen Kalken mit Spuren von Gyroporellen überlagert, die Triasdolomite, Infralias und Eocän tragen. Die Infraliasbecken von Saint-Florent, Pedani, Orianda und Corte gehören der oberen Decke an, ebenso das Eocän von St.-Florent, während das Eocän von Palasca und Olmi-Capella autochthon ist. An dem kristallinen Massiv des westlichen Korsika hören die Decken auf. Diese Endigung ist nach Ansicht des Verf.'s primär. Der Schub kam von Osten.

2. Die Serie kristallinischer Gesteine, Glimmer-, Amphibol-, Kalkglimmerschiefer, Grünsteine und Cipolline entspricht sicher den Glanzschiefern der Alpen. Ob innerhalb dieser Masse mehrere tektonische Einheiten unterschieden werden können, erscheint noch nicht ausgemacht. Der ganze Komplex hat mit seiner ruhigen Faltung durchaus das Ansehen einer Decke. Unter ihr kennt man nur einen stets mehr oder weniger geschuppten und verquetschten Granit. Über ihr liegen Schollen, die aus Trias, Infralias, Eocän und Miocän bestehen. Unter der Trias liegen gelegentlich noch Gesteine, die an das Perm von Guillestre erinnern sowie etwas Carbon, und die ganze Schichtfolge überhaupt zeigt starke Anklänge an die Fazies der Briançonnais. Alle Gesteine bis zum Eocän sind mechanisch stark beeinflußt und treten oft in Linsenform auf; das Miocän dagegen ist ungestört und somit jünger als die Überschiebungen. An der Basis dieser ganzen Serie liegt eine Schuppe von zertrümmertem Granit, dazu treten auch Reibungsbreccien auf. Bei Ponte-Leccia ist diese Granitschuppe ziemlich mächtig, nach Osten dünnt sie sich aber bis zu zeitweiligem Verschwinden aus; man findet sie aber noch bei Maciraggio, unweit des Cap Corse.

Es liegt somit im östlichen Korsika eine Serie mit einer briançonnaisartigen Fazies und einer Schuppe verquetschten Granits an der Basis auf einer Serie von Glanz- und Glimmerschiefern, die ihrerseits wiederum auf geschupptem Granit aufruht. Die beiden Granite vereinigen sich im Norden von Corte. **Otto Wilckens.**

Stratigraphie.

Triasformation.

M. Schmidt: Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. (Mitt. d. geol. Abt. d. k. württ. statist. Landesamts. No. 3. Stuttgart 1907. 99 p. 8 Textfig. 1 Doppeltaf.)

Verf. gibt hier eine ausführlichere Darlegung der Verhältnisse des Wellengebirges, wie er sie bei der geologischen Neuaufnahme der Blätter Freudenstadt und Altensteig der württembergischen geologischen Landesaufnahme 1:25000 zu beobachten Gelegenheit hatte, und wie sie in kürzerer Fassung von ihm in den Erläuterungen zu diesen Blättern bereits zur Darstellung gelangt sind. Hier werden außerdem noch die Beziehungen des Wellengebirges des Schwarzwaldgebietes zu denselben Ablagerungen der übrigen südwestdeutschen Triasgebiete beleuchtet und z. T. auch auf mittel- und norddeutsche Verhältnisse hingewiesen.

Das Wellengebirge wird in 12 Abschnitte gegliedert, jedem Abschnitt ist ein Verzeichnis der darin vorkommenden Fossilien angefügt, an welchen viele Schichten besonders reich sind, wenn auch der Erhaltungszustand derselben allerdings vielfach ein dürftiger ist. Ein Profil im Maßstab 1:300 in Fig. 1 erläutert die einzelnen Abschnitte, deren Mächtigkeit und wichtigsten Fossilien.

Die Einteilung ist folgende:

I. Unteres Wellengebirge von der Rötgrenze bis zum Hauptlager der *Terebratula Ecki.*
   a) Liegende Dolomite.
   b) Mergelige Abteilung.
   c) Zone der rauhen Dolomite.

II. Mittleres Wellengebirge.
   1. Untere Hälfte, bis unter das Hauptlager der *T. vulgaris.*
      a) Hauptlager der *T. Ecki.*
      b) Wurstelbänke.
      c) Region der Deckplatten.
   2. Obere Hälfte des mittleren Wellengebirges, vom Hauptlager der *T. vulgaris* bis unter die Mergel mit *Myophoria orbicularis.*
      a) Hauptlager der *Terebratula vulgaris.*
      b) Schichten zwischen der Terebratel- und der Spiriferinenzone.
      c) Spiriferinenlager (*Spiriferina fragilis* und *hirsuta*).
      d) Schichten zwischen der Spiriferinenzone und den *Orbicularis*-Mergeln.

III. Das obere Wellengebirge. Die Schichten mit *Myophoria orbicularis.*
   a) Untere, plattige Mergelschichten.
   b) Wellige, bituminöse Schichten.

Nun folgt ein tabellarisches Gesamtverzeichnis der Fossilien des Wellengebirges mit Angabe des Horizontes und der Häufigkeit des Vor-

kommens (ob einmal gefunden, mehrfach vorkommend oder besonders häufig). Den Schluß der eingehenden, sorgfältigen Studie bildet ein Anhang mit paläontologischen Bemerkungen zu einigen wichtigen Arten, wobei *Beneckeia Buchi* besonders eingehend hinsichtlich der Jugendform und der Entwicklung der Lobenlinie behandelt ist, sowie *Ceratites antecedens* mit Wohnkammer und Mundrand; es wird die Vermutung ausgesprochen, daß vielleicht die jüngeren Ceratiten des oberen Muschelkalkes Nachkommen der Gruppe des *C. antecedens* sind. Eine nach Photographien des Verf.'s hergestellte Doppeltafel enthält zahlreiche gute Abbildungen der im Anhang behandelten Fossilien. **Plieninger.**

M. **Bräuhäuser**: Über Vorkommen von Phosphorsäure im Buntsandstein und Wellengebirge des östlichen Schwarzwalds. (Mitt. d. geol. Abt. d. k. württ. statist. Landesamts. No. 4. Stuttgart 1907. 22 p.)

Ein überraschend hoher Gehalt an P_2O_5, welcher sich bei einer Analyse der, als Meliorationsmittel geschätzten, Röttone auf Blatt Freudenstadt der neuen württembergischen geologischen Landesaufnahme 1 : 25 000 feststellen ließ, veranlaßte den Verf., in 48 Analysen die einzelnen Horizonte des Buntsandsteins, Wellengebirges und mittleren Muschelkalkes, sowie in zwei Analysen den Kegelbachgranit auf den Phosphorsäuregehalt zu prüfen.

In der Einleitung wird die Untersuchungsmethode angegeben, wobei nach der von F. Hundeshagen (Chemikerzeitung 1894. 18. No. 25, 28 u. 30) angegebenen Methode verfahren wird.

Das Material zu den Analysen stammt für den Buntsandstein hauptsächlich aus den Blattgebieten Simmersfeld und Altensteig, für den unteren und mittleren Muschelkalk aus Blatt Alpirsbach und Freudenstadt, für den Kegelbachgranit aus Blatt Simmersfeld.

Im Buntsandstein ergab sich „ein System von drei rhytmisch sich wiederholenden Gruppen gleichmäßig sich verringernder P_2O_5-Werte, das allerdings mit der Eck'schen Dreiteilung in unteren, mittleren und oberen Buntsandstein nicht übereinstimmt", wobei jede dieser Gruppen unten mit hohen, nach oben langsam aber stetig abnehmenden Werten beginnt. Das plötzliche starke Anschwellen des P_2O_5-Gehaltes fällt mit dem Auftreten von Geröllagen zusammen; nimmt die Geröllführung ab, so fällt auch der P_2O_5-Gehalt. Verf. kommt bei der Frage über die Herkunft des Phosphorsäuregehaltes durch die Analysenresultate unverwitterten und verwitterten Kegelbachgranites zu der Überzeugung, daß dieser Gehalt sich durch eingelagerte Apatite erklären lasse, welche ursprünglich den verwitterten kristallinen Gesteinen des Grundgebirges entstammen, daher auch der höhere Gehalt der Geröllagen, bei welchen jedesmal wieder eine verstärkte Zufuhr von Material kristalliner Gesteine stattgefunden hat.

Der Phosphorsäuregehalt des Wellengebirges ist wechselnd, ohne daß sich regelmäßige Beziehungen zum petrographischen Habitus oder zu

Ton- oder Fossilgehalt feststellen lassen. Das Zusammentreffen des P_2O_5-Gehaltes mit reichem Carbonatgehalt macht den Wellenkalk, ebenso wie den Röttou, zu einem ausgezeichneten Meliorationsmittel für Buntsandsteinböden. Zwei Analysen von Gesteinen des über dem Wellenkalk folgenden mittleren Muschelkalkes ergaben nur geringen resp. gar keinen Gehalt an Phosphorsäure. **Plieninger.**

Juraformation.

Lth. Reuter: Die Ausbildung des oberen Braunen Jura im nördlichen Teile der Fränkischen Alb. (Ein Beitrag zur Kenntnis des fränkischen Jurameeres.) (Bayer. geognost. Jahreshefte. XX. Jahrg. München. 1908. 19—134. Mit 13 Textfig. 3 Profil- u. 4 Kartenbeilagen.)

—: Der obere Braune Jura am Leyerberg bei Erlangen. Mit einer Besprechung der gleichen Schichten in Oberfranken und der Oberpfalz. (Sitz.-Ber. der phys.-med. Sozietät zu Erlangen. 41. Erlangen 1909. 79—113. Mit 13 Fig.)

Beide Abhandlungen sollen eine Einteilung des oberen Braunen Jura (ε und ε_1) in der Fränkischen Alb geben. Die erstgenannte Arbeit behandelt das Juragebiet zwischen Lichtenfels und Regensburg, die zweite befaßt sich spezieller mit den Verhältnissen der Erlanger Gegend.

Während die Braunjuraschichten in Schwaben schon seit Jahrzehnten genau durchforscht und nach eng begrenzten Horizonten gegliedert sind, hatte man in Franken nur an wenigen Stellen versucht, Profile aufzustellen, und zwar ohne die Schichtenkomplexe ε und ε_1 weiter zu gliedern und die gefundenen Horizonte auf weitere Strecken hin zu verfolgen. Die Schuld hieran mag der verschiedenartigen Gesteinsbeschaffenheit sowie den in verschiedenen Horizonten auftretenden Denudationserscheinungen zugeschrieben werden. So erkannte bereits vor 50 Jahren der kürzlich in Bamberg verstorbene Juraforscher Th. Schrüfer, daß die Ammoniten der Ornatentone nur nördlich der Linie Erlangen—Pegnitz verkiest seien, ferner, daß am Westrande des Frankenjura nur die verkiesten Ammoniten des unteren Calloviens zu finden seien, während am Ostrande nur diejenigen des oberen Calloviens vorkämen. Seine Beobachtungen wurden leider weder von ihm, noch von späteren Forschern weiter verfolgt. Es bildete sich mit der Zeit die — in gewissem Sinne gerechtfertigte — Meinung, daß im fränkischen Callovien eine Faunenvermengung vorliege, und man begnügte sich damit, das lose herumliegende oder aus den teilweise verwitterten Tonen gegrabene Material zu sammeln.

Um das fränkische und Oberpfälzer Braunjuragebiet genauer kennen zu lernen, beging Verf. der genannten Abhandlungen zunächst die Juraränder in dem zwischen Neumarkt i. Opf., Erlangen, Lichtenfels, Bayreuth, Amberg und Regensburg gelegenen Gebiete und suchte an Plätzen, wo die oberen Braunjuraschichten noch unverändert und unverletzt vorlagen,

Stellen aus, die sich zu Grabungen eigneten. In den Jahren 1905 bis 1907 wurden die Grabungen unter fortwährender Aufsicht des Verf.'s ausgeführt und das dabei gewonnene reichhaltige Material einer eingehenden Bearbeitung unterzogen.

So konnten zunächst die stratigraphisch wichtigen Ammonitenarten des fränkischen Calloviens festgelegt werden. Sie sind in der erstgenannten Abhandlung kurz beschrieben und mit Originalabbildungen versehen. Von den Ammoniten halten namentlich die *Cosmoceraten* überall in Franken ihre ganz bestimmten Horizonte ein; da sie außerdem zahlreich und in wohlerhaltenen Exemplaren vorkommen, schien es zweckdienlich, das fränkische Callovien in folgende Zonen zu zerlegen:

Paläontologische Gliederung des fränkischen Calloviens.

Hangendes			Zone mit *Perisphinctes chloroolithicus (P. plicatilis)*
Callovien	Ornatenton		Zone des *Cosmoceras ornatum*
		Reineckia anceps	Zone des *Cosmoceras Castor* und *C. Pollux*
			Zone des *Cosmoceras Jason*
			Zone des *Macrocephalites macrocephalus*
Liegendes			Zone der *Oppelia aspidoides*

Durch die Grabungen, deren Ergebnisse an den einzelnen Plätzen ausführlich in der ersteren Abhandlung besprochen sind, gelang es weiter, die petrographisch verschiedene Ausbildung der einzelnen Schichten über das ganze Gebiet zu verfolgen, so daß eine kartographische und Profil-Darstellung der Faziesarten auf 5 Blättern möglich war.

Die Faziesarten verteilen sich folgendermaßen über das fränkische Callovien: Der ganze Schichtenkomplex besteht aus grauen Tonen, denen bald Kalkbänke, bald Phosphoritkonkretionen mit Fossileinschlüssen, bald Pyritkonkretionen mit verkiesten Fossilien eingelagert sind. Dementsprechend kann das Callovien des Frankenjuras nach seiner petrographischen Ausbildung eingeteilt werden in eine Kalkfazies, eine Phosphoritfazies und eine Pyritfazies. Diese drei Faziesarten können sowohl nach ihrer vertikalen wie horizontalen Ausdehnung verhältnismäßig scharf umgrenzt werden.

Geht man von den älteren Ablagerungen (Zone der *Oppelia aspidoides*) aus, so ergibt sich, daß die Kalkfazies die normale ist. Diese wird zu Beginn der Macrocephalen-Zeit durch die von Norden her vordringende Phosphoritfazies nach Süden zurückgedrängt. Ebenso wird letztere verdrängt und durch die Pyritfazies ersetzt, die gegen Ende der Macro-

cephalen-Zeit bis in die Gegend von Erlangen am Westrande der Alb vorgedrungen ist. Von dieser Zeit an weicht sie wiederum nach Norden und Osten zurück. Am Ostrande der Alb erreicht die Pyritfazies ihre südlichste Ausdehnung (Gegend von Pegnitz) zur Zeit des *Cosmoceras Castor* und *C. Pollux*. In der Gegend von Bayreuth treten verkieste Ammoniten noch in der unteren Region der *C. ornatum*-Zone auf. Bei Kirchleus-Wildenberg (nordöstlichstes Juravorkommen) scheint die Pyritfazies die ganze Callovien-Zeit hindurch angehalten zu haben, denn hier kommen Phosphorite, die im fränkischen Callovien sich stets zwischen Pyrit- und Kalkfazies einschieben, noch in der unteren Region mit *Perisphinctes chloroolithicus* vor. In dem ganzen übrigen Juragebiete beginnt mit dem Auftreten des *P. chloroolithicus* die reine Kalkfazies (Weißjurakalke).

Die Fazies ist nicht ohne Einfluß auf die Fauna. In den Kalken erreichen die Ammoniten die größten Durchmesser, in den Pyriten die kleinsten. Den kleinen verkiesten Cosmoceraten, Reineckien und Hecticoceraten, ferner den kleinen verkiesten Exemplaren von *Stephanoceras coronatum* und *Strigoceras pustulatum*, wie sie am Ostrande der Alb gefunden werden, entsprechen die drei- bis fünffach größeren Exemplare der Phosphoritfazies im südlichen und südwestlichen Frankenjura. Bei Staffelstein werden die kleinen verkiesten Ammoniten der Macrocephalen- und Jason-Zone gegraben und finden von da ihren Weg in viele Sammlungen; zwischen Pegnitz und Kasendorf am Ostrande der Alb sind die Ammoniten dieser Zonen als größere phosphoritische Steinkerne erhalten und in den südlicheren Gegenden sind sie durch noch größere Kalkexemplare vertreten.

Die tonigen Callovienschichten beherbergen dort, wo sie noch in ihrer ursprünglichen Ablagerungsform vorliegen, viele unregelmäßig gestaltete Phosphorit- bezw. Pyritkonkretionen und viele Ammoniten, die teils als phosphoritische bezw. als pyritische Steinkerne, teils nur als dunkle Abdrücke auf den Schichtflächen erhalten sind. Aus einer Reihe von Umständen ergab sich, daß die Schichten des Calloviens vor Ablagerung der Weißjurasedimente (wahrscheinlich während der Biarmaten-Zeit) im Gebiete der Fränkischen Alb einer Denudation anheimfielen, die in den verschiedenen Gegenden in verschiedene Tiefe reichte. So entstand eine Geröllage, welche allenthalben die in ihrer primären Form erhaltenen Schichten bedeckt. Sie ist kenntlich durch die vielen abgerollten Phosphoritkonkretionen und die abgestoßenen und abgeschliffenen Steinkerne von Ammoniten, die unregelmäßig in den grauen Tonen liegen. Die dunklen Ammonitenabdrücke, welche so häufig in den normal gelagerten Schichten vorkommen, fehlen hier. Die Denudation reichte stellenweise bis in die Macrocephalen-Zone hinab und so liegen manchmal die Ammoniten aller Callovien-Zonen regellos in der Geröllage beisammen; an solchen Lokalitäten liegt eine scheinbare Faunenvermengung vor. In der erstgenannten Abhandlung sind auf einer Kartenbeilage die Schichten angegeben, welche jeweils das Liegende der Geröllage bilden.

Die Zonen des fränkischen Calloviens mit ihrer Ammonitenfauna.

	Zonen	Arten, die auf die Zone beschränkt sind	Arten, die von einer Zone in die andere übergehen
Oxford	*Peltoceras transversarium*		*Perisphinctes plicatilis* „ *Martelli* „ *Wartae* „ *chloroolith.* *Peltoceras perarmatum* *Cardioceras cordatum*
	Aspidoceras biarmatum	Während der eigentlichen Biarmaten-Zeit herrschte im fränkischen Jurameer keine Auflagerungs-, sondern eine Denudations-Periode; Ablagerungen dieser Zonen fehlen daher, wenigstens in den bis jetzt untersuchten Gebieten.	*Cardioceras Lamberti* „ *Mariae*
Callovien	*Cosmoceras ornatum*	*Cosmoceras ornatum* „ *Duncani* *Peltoceras Athleta* *Perisphinctes Orion* „ *sulciferus* *Distichoceras bipartitum*	*Hecticoceras krakoviense* „ *nodosulcatum* „ *pseudopunct.* „ *punctatum* „ *rossiense*
	Cosmoceras Castor und *C. Pollux*	*Cosmoceras Castor* „ *Pollux* „ *Guilielmi* *Reineckia Fraasi* „ *Stübeli* *Stephanoceras coronatum* *Strigoceras pustulatum* *Oecoptychius refractus* *Hecticoceras Brighti* „ *suevicum*	*Reineckia anceps*
	Cosmoceras Jason	*Cosmoceras Jason* *Hecticoceras lunula*	*Kepplerites* cf. *calloviensis* *Oppelia subcostaria*
	Macrocephalites macrocephalus	*Macrocephalites macr.* „ *tumidus* „ *Herveyi* *Perisphinctes euryptychus* „ *funatus* „ cf. *Steinmanni* „ *subtilis* „ cf. *variabilis* *Proplanulites subcuneatus* *Kepplerites Gowerianus* *Hecticoceras hecticum*	

Über der Geröllage liegt allenthalben die bereits früher von Gümbel und v. Ammon aufgefundene tonige Glaukonitschicht, die wohl auf eine Konzentration des Glaukonits durch die bei den Denudationsvorgängen verursachte Schlämmung zurückzuführen ist. Sie bildet das Liegende der Weißjurakalkbänke, deren unterste noch schwach glaukonitisch ist, und den *Perisphinctes chloroolithicus* Gümb. einschließt.

Die für die Zusammengehörigkeit der Faunen erhaltenen Resultate faßt vorstehende Tabelle (p. -421-), welche die Zonen des fränkischen Calloviens mit ihren Ammoniteneinschlüssen darstellt, zusammen.

Lth. Reuter.

Kreideformation.

R. Hauthal, O. Wilckens und W. Paulcke: Die obere Kreide Südpatagoniens und ihre Fauna. (Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **15**. 1907. 18 Taf. 30 Textfig.)

Die Erläuterungen zu Hauthal's Geologischer Skizze des Gebietes zwischen dem Lago Argentino und dem Seno de la Ultima Esperanza hat Wilckens verfaßt. An die Hochkordillere schließen sich ostwärts die Zone der andinen Randseen, die Vorkordillere und das Schichttafelland. An dem geologischen Aufbau beteiligen sich die obere Kreideformation, die zum Oligocän oder Miocän gehörige Patagonische Molasse, die Quartärformation in Gestalt von Moränen, die der dritten und letzten Vereisung angehören, Schwemmland und Eruptivgesteine.

Das tiefste Glied der Kreideformation ist ein harter, grauer Quarzsandstein am Ostrande der zentralen Kordillere; am Lago Hauthal wurde in tonigen Schmitzen seiner oberen Partien nur ein unbestimmbarer Pflanzenrest gefunden.

Darüber folgen Darwin's Tonschiefer, schieferige, hin und wieder sehr kalkreiche Mergel, die, wenn durch Kieselsäure verhärtet, wohl gelegentlich echtem Tonschiefer ähnlich werden. In den unteren Partien treten dünne Sandsteinbänke mit undeutlichen Pflanzenresten, in der oberen Hälfte Kalkbänke (Wilcken's Schichten des *Inoceramus Steinmanni* n. sp.) mit *Cardiaster patagonicus* Steinm., *Inoceramus andinus* n. sp., *Pachydiscus amarus* Paulcke, *P. Steinmanni* Paulcke, *P. patagonicus* Paulcke und *P. Hauthali* Paulcke auf.

Darüber legen sich Sandsteine und Konglomerate, letztere bergen die *Grypotherium*- oder Eberhardt-Höhle am Seno de la Ultima Esperanza.

Über den *Steinmanni*-Schichten oder, wo dieses entwickelt, über dem Konglomerat liegen gegen 1000 m mächtige Sandsteine mit Bänken weniger groben Konglomerats an der Basis. Die obere Hälfte dieser Gesteinsserie, die den Charakter einer küstennahen Uferbildung hat, umschließt Fossilien an der Sierra Contreras, am Cerra Cazador, woher *Hoplites plasticus* Paulcke und *Amathusia Luisa* Wilckens stammen, an der Cancha Carrara, am oberen Rio de los Baguales und an der Sierra

Dorotea. Da die genannte Bivalve in höher gelegene Schichten hinaufgeht, während die Cephalopoden seltener werden, so bezeichnet WILCKENS sie als Schichten der *A. Luisa*, AMEGHINO als Luisaen. Sie gehören dem Obersenon an, desgleichen die von KURTZ zum Cenoman gestellten pflanzenführenden Schichten am Cerro Guido.

Wahrscheinlich sind der Kreideformation noch mürbe, bräunliche Sandsteine mit *Ostrea ultimae spei* n. sp. und anderen ungünstig erhaltenen Fossilien am Cerro Cazador zuzuweisen.

Die gesamte Fauna wurde mit Ausnahme der Cephalopoden und des *Astropecten Wilckensi* DE LOR. von WILCKENS bearbeitet. Sie enthält außer den bereits angeführten Arten Haifischzähne, Ctenoidschuppen, *Hoploparia? andina* n. sp., *Galerus* ex aff. *laevis?* THIL., *Natica cerreria*, *Gyrodes* sp., *Scalaria fallax* n. sp. und sp., *Turritella Cazadoriana* n. sp., *Aporrhais gregaria* n. sp., *Pugnellus Hauthali* n. sp., *Struthiolariopsis? tumida* n. sp., *Cominella? praecursor* n. sp., *Fusus Dusenianus* n. sp., *Pyropsis gracilis* n. sp., *Cinulia pauper* n. sp., *Retusa scutula* n. sp., *Bulla minima* n. sp., *Dentalium Cazadorianum* n. sp., *Camptonectes malignus* n. sp., *Pecten molestus* n. sp., *P. bagualensis* n. sp., *Lima? patagonica* n. sp. und sp., *Pinna Morenoi* n. sp., *Anomia solitaria* n. sp., *Ostrea* cf. *arcotensis* STOL., *O. vulselloides* n. sp., *Mytilus decipiens* n. sp., *Nucula oblonga* n. sp., *N. suboblonga*, *Leda minuta* n. sp., *Malletia (Neilo) rudis* n. sp., *M. gracilis* n. sp., *Cucullaea antarctica* n. sp., *Trigonia Cazadoriana* n. sp., *T. eplecta* n. sp. und cf. *eplecta*, *T.* sp. (ex aff. *aliformis* PARK.), *Astarte venatorum* n. sp., *Amathusia Luisa* n. sp., *Cytherea Rothi* n. sp., *Venus parva* n. sp., *V. cyprinoides* n. sp., *Tapes?* sp., *Solecurtus gratus* n. sp., *Panopaea inferior* n. sp., *P. Hauthali* n. sp., *Pholadomya pholadoides* n. sp., *Thracia lenticularis* n. sp., *Corbula vera* n. sp., *Martesia Cazadoriana* n. sp., *Lingula bagualensis*, *Terebratula* sp., *Schizaster deletus* n. sp., *Spirorbis patagonia* n. sp. und *Ditrupa antarctica* n. sp.

Die Cephalopodenfauna weist nach PAULCKE folgende Formen auf: *Phylloceras nera* FORBES sp., *Lytoceras varagurense* KOSSMAT n. var. *patagonica*, *L. (Tetragonites) epigonum* KOSSMAT, *L. (T.) Kingianum* KOSSMAT n. var. *involutior*, *Hamites* sp., *Baculites* cf. *anceps* LAM., *B. vagina* FORBES n. var. *cazadoriana*, *Baculites* sp., Gruppe des *Hoplites plasticus* n. sp., *Holcodiscus Theobaldianus* STOL., *H. Hauthali* n. sp., *H. tenuistriatus* n. sp., sowie die oben genannten *Pachydiscus*-Arten.

Die Gruppe des *Hoplites plasticus* enthält eine Suite von Cephalopoden, die z. T. unter sich mannigfache Übergänge in habituellen, skulpturellen und Lobenmerkmalen zeigen, welche die Tatsache der Plastizität der Arten nachdrücklich illustrieren. Deutliche Übergänge von den Hopliten zu den Placenticeraten treten in dem Bau der Schale und Lobenlinie zutage und bestätigen die Ansicht von deren enger Zusammengehörigkeit. Bei dieser Entwicklung von *Hoplites* nach der Richtung gegen *Placenticeras* gehen

offenbar Veränderungen in Skulptur, Form und Lobenmerkmalen Hand in Hand, und zwar derart, daß die Skulptur immer schwächer ausgeprägt wird, die Formen immer engnabeliger, ihre Windungen mit zunehmender Höhe abgeflachter und umfassender werden und damit die Lobenlinie charakteristische Modifikationen erleidet, welche schließlich zur Entstehung der bogig geschwungenen Placenticeratenlobenlinie mit ziemlich gleichartig geformten Loben und Sätteln führen, bei denen der tiefste herabreichende größte Lobus die Endverzweigung des einst wohl individualisierten Lateral-lobus I darstellt. Im extremen *Placenticeras*-Stadium werden die Loben mit zunehmender Gleichwertigkeit mehr oder weniger serial.

Hinsichtlich der Benennung der Zwischenformen zweier Gattungen schlägt Verf. vor, von der Aufstellung eines neuen Namens abzusehen, vielmehr, wodurch ein Bild der verwandtschaftlichen Beziehungen gegeben werde, die beiden Namen zu vereinigen. Im vorliegenden Falle werden sie mit *Hoplitoplacenticeras* zu bezeichnen sein. Wiegen Hoplitenmerkmale vor, so wäre der Name *Hoplito*placenticeras zu schreiben, wiegen Placenticeratenmerkmale vor, so müßte Hoplito*placenticeras* stehen. Ist bei neu zu beschreibenden Formen ein Übergang zwischen zwei Formen oder Formengruppen nicht nachweisbar, sondern nur Anklänge nach einer Richtung, so ist der in der Literatur bereits eingeführte Bezeichnungsmodus mit Anhängung der Endigung *ides* und *oides* anzuwenden.

Bei der Verfolgung der Abänderungen, welche die in Abhängigkeit voneinander stehende Suturlinie, der Windungsquerschnitt und die Skulptur an dem vorliegenden Material des *Hoplites plasticus* unterliegen, kommt Verf. zu dessen Gruppierung in fünf Untergruppen: *H. plasticus-Hauthali*, *H. plasticus-crassus*, *H. plasticus-costatus*, *H. plasticus-semicostatus* und *H. plasticus-laevis*. Die dritte und vierte erweisen sich zwischen der ersten und zweiten einerseits und der fünften Untergruppe anderseits als Mittelglieder, weiter liegen auch Individuen vor, die als Bindeglieder, Übergangsindividuen zwischen diesen einzelnen Gruppen stehen. So zeigen bei den Zwischenformen der *semicostatus*-Reihe die Jugendstadien *laevis*-Formen, die Alterswindungen *costatus*-Habitus, und gerade die Zwischenformenreihen, die verbindenden Typen, sind im Laufe ihrer Einzelentwicklung die plastischsten.

Zur Erklärung dieser Verhältnisse scheinen zwei Möglichkeiten gegeben, entweder althergebrachter sexueller Dimorphismus oder ein schon sehr frühzeitiges Eintreten verwandtschaftlicher Beziehungen zwischen zwei, anfangs unabhängig nebeneinander herlaufenden, extremen Formenreihen. In ersterem Falle waren z. B. die *crassus*-Formen die Weibchen, die *laevis*-Formen die Männchen. Die Zwischenreihen würden dann Formen darstellen, welche in ihren Schalenmerkmalen bald mehr maskuline, bald feminine Eigentümlichkeiten aufweisen, oder eine relativ gleichmäßige Mischung beider zeigen.

Zum zweiten Falle weist Verf. darauf hin, daß der amerikanischen Formengruppe des *H. plasticus* in Europa eine Parallelgruppe zur Seite steht, es ist dies die Formengesellschaft des *H. coesfeldiensis—dol-*

bergensis—vari—costulosus. Unter den älteren Hopliten wird im Gault in der *H. splendens*-Gruppe und der *H. denarius(= Deluci)*-Gruppe die gleiche Plastizität in der Skulptur und in der Querschnittsgestaltung, wie bei den senonen Formen, beobachtet, desgleichen im Neocom in der *H. Leopoldinus—radiatus*-Gruppe. Mindestens in der untersten Kreide haben anfangs unabhängige extreme Formenreihen sich zu kreuzen begonnen, so daß als Produkte davon die Zwischenformenreihen des Senon entstanden. **Joh. Böhm.**

A. Hasebrink: Die Kreidebildungen im Teutoburger Wald bei Lengerich in Westfalen. (Verh. Naturh. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf. **64.** 1907. 247—268. Taf. 4 u. 2 Textfig.)

Verf. zieht gegenüber Windmöller, der 1881 die obere Kreide bei Lengerich behandelt hat, auch Wealden, Teutoburger Wald-Sandstein und Gault (sandige Tone mit Glaukonitführung und Flammenmergel) heran. In den Sandsteinen wurde *Ancyloceras Urbani* Neum. et Uhl. gefunden, wonach derselbe noch unteres Aptien umfaßt. Im Anschluß an Stille wird das Cenoman nach petrographischen Gesichtspunkten in Cenomanmergel, -pläner und -kalk gegliedert, da die Leitfossilien, welche Schlüter für seine 3 Horizonte dieser Stufe angegeben hat, bei Lengerich nicht auf sie beschränkt bleiben. Die Basis des Turon besteht aus 13—15 m mächtigen gelblichgrünen, kalkigen Mergeln in Wechsellagerung mit hell- bis blaugrauen, dünnschieferigen, zuweilen blätterigen Mergeln. Sie sind fossilleer und werden als arme *Mytiloides*-Mergel bezeichnet, womit ihre Zugehörigkeit zu der von Schlüter als tiefste aufgestellte Zone des Turon mit *Actinocamax plenus* hinfällig wird. Darüber folgen die reichen *Mytiloides*-Mergel, welche *Inoceramus labiatus* einschließen, sodann die *Brongniarti*- und Scaphitenpläner. Aus diesen werden *Crioceras Schlueteri* Windm. und *C. intercostatum* n. sp. abgebildet. **Joh. Böhm.**

H. Stille: Die Zone des *Inoceramus Koeneni* G. Müller bei Paderborn. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. **61.** 1909. 193—196.)

Zu Schlüter's Angabe über das Vorkommen von *Inoceramus involutus* Sow. am Almeufer bei Paderborn fügt Verf. diejenige von *I. Koeneni* G. Müll. und *I. gibbosus* Schlüt. [diese Art ist mit *I. percostatus* G. Müll. ident. Anm. d. Ref.] in einer der Ziegeleien des Riemeckers-Feldes. Demnach sind die beiden unteren Horizonte des Emschers in den grauen Mergeln westlich Paderborn vertreten. **Joh. Böhm.**

J. Nowak: Gliederung der oberen Kreide in der Umgebung von Halicz. (Bull. Acad. d. Sc. Cracovie. 1909. 871—877. Taf. 46.)

Die gegen 300 m hohen Hügel im Südwesten von Halicz bestehen fast bis zu den Gipfeln aus Kreidemergeln, deren unterste und oberste

Partien fossilarm sind. Am häufigsten werden Inoceramenschalenstücke angetroffen, mit welchen die mittlere Stufe geradezu überfüllt ist. Aus ihr werden *Inoceramus lobatus* Mstr., *I.* aff. *cracoviensis* Smol., *I. Haenleini* G. Müll.?, *I. lingua* Goldf., *I. involutus* Sow., *I. balticus* Böhm, *Pleurotomaria perspectiva* Mant. und *Micraster Rogalae* n. sp., *Ptychodus rugosus* Dixon und *Pachydiscus* sp. aufgeführt. Der untere Horizont, der hier und da Feuersteine einschließt, enthält *Inoceramus Cuvieri* Sow. (v. Stromb.), *I.* cf. *Decheni* Röm., *I. involutus* Sow. und *Micraster* cf. *decipiens* Bayle, der obere *Actinocamax verus* Mill., *A. quadratus* Blv., *Pecten Zeiszneri* Alth., *Inoceramus balticus* J. Böhm, *I. lingua* Gdfr., *I. lobatus* Mstr, *Terebratula carnea* Sow., *Terebratulina chrysalis* Schloth. und *Otodus appendiculatus* Ag.

In großen Zügen läßt sich daher der untere Horizont mit dem Coniacien de Grossouvre's (Schlüter's Emscher) parallelisieren, der mittlere umfaßt das Santonien und den untersten Teil des Untercampaniens, der oberste entspricht genau dem oberen Untercampanien.

Joh. Böhm.

E. Pellat: Le Barrêmien supérieur à facies urgonien de Brouzet-lez-Alais (Gard). (Notice stratigraphique. Mém. Soc. géol. France. Paléontologie. 1907. **15.** 6.)

M. Cossmann: Description des Gastropodes et Pélécypodes. (Ibid. 7—42. Taf. 1—6.)

Das Urgonien als kalkige Fazies des oberen Barrêmien überlagert in zahlreichen Aufschlüssen um Brouzet-lez-Alais die Mergelkalke des mittleren Barrêmien mit *Holcodiscus Perezi, Ostrea aquila, Toxaster Collegnoi* und wird konkordant von den Mergelkalken des unteren Aptien (Bédoulien) mit *Acanthoceras Stoliczkai* bedeckt. In ihm sammelte Pellat eine reiche, großenteils neue Fauna, die Cossmann beschrieb: *Tornatina* (*Retusa*) *Jaccardi* Pict. et Camp., *Pseudonerinea gardonensis* n. sp., *Itieria* (*Campichia*) *truncata* Pict. et Camp., *Phaneroptyxis Pellati* n. sp., *Nerinea gigantea* d'Hombre-Firmas, *N. Vogtiana* de Mort., *N.* (*Diozoptyxis*) *Coquandiana* d'Orb., *N.* (*D.*) *Renauxiana* d'Orb., *N.* (*Ptygmatis*) *micromorpha* n. sp., *Chenopus* (*Cyphosolem*) *tuberosus* n. sp., *Diatinostoma? Pellati* n. sp., verwandt mit *D. Partschi* Zek. sp., *Microschiza Pellati* n. sp., *Pseudomelania Capduri* n. sp., *Ps.* (*Oonia*) *Allardi* n. sp., *Nummocalcar* cf. *pustulosus* Cossm., *Vanikoropsis exerta* n. sp., *Neritopsis spiralicrenata* n. sp., *Nerita Capduri* n. sp., *N.* (*Trochonerita*) *mammaeformis* Renaux sp., *Neritodomus dolichostoma* n. sp., *Turbo* (*Paraturbo*) *heptagoniatus* n. sp., *Calliomphalus Pellati* n. sp., *Rothpletzella barremica* n. sp., *Atuphrus graniformis* n. sp., *Venus? vendoperana* Leym. sp., *Cyprina? brouzetensis* n. sp., *Cardium* (*Pterocardia*) *brouzetense* n. sp., *C.? microphlyctis* n. sp., *Corbis Capduri* n. sp., *C. axinaeiformis* n. sp., *Cyclopellatia acrodonta* n. g. n. sp., *Cardita Capduri* n. sp., *Parallelodon* (*Nemodon*)

gardonense n. sp., *Mytilus* (*Arcomytilus*) *Pellati* n. sp., *Perna Allardi* n. sp., *Pecten* (*Neithea*) *Deshayesianus* MATH., *P.* (*N.*) *atavus* A. RÖM., *Chlamys urgonensis* DE LOR., *Ch.* cf. *Lardyi* PICT. et CAMP., *Lima* cf. *vigneulensis* n. sp., *Hinnites urgonensis* PICT. et CAMP. und *Ostrea urgonensis* D'ORB. **Joh. Böhm.**

M. Leriche: La „Zone à *Marsupites*" dans le Nord de la France. (Ann. Soc. géol. du Nord. **34**. 1905. 50, 51.)

Verf. fügt den bisher bekannten Fundorten von *Marsupites* im Pariser Becken zwei weitere hinzu und spricht die Erwartung aus, daß sich auch in ihm, wie in England, das *Uintacrinus*-Niveau wird finden lassen.

Joh. Böhm.

Tertiärformation.

Kurt Priemel: Die Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz. (Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im preuß. Staate. 1907. Mit einer geologischen Karte der Oberlausitz und zahlreichen Photographien von Basaltlagern und glazialgestörten Braunkohlenflözen. Aus dem geologischen Institut der Universität Breslau.)

Die allgemeinen Ergebnisse der vorstehenden Untersuchungen sind sowohl von technologisch-bergmännischer (A), wie von geologischer Bedeutung (B); außerdem hat Verf. wichtige Beobachtungen über die Verbreitung und Entwicklung des Grundgebirges gemacht (C).

A. 1. Die Braunkohlenformation der preußischen Oberlausitz umfaßt durchschnittlich ein bis zwei Flöze (ein Haupt- und ein Nebenflöz), welche sich jedoch durch Anwachsen der Zwischenmittel zerschlagen können, so daß bisweilen vier und mehr Flöze auftreten. Die Flözmächtigkeit schwankt zwischen $\frac{1}{2}$ und etwa 16 m, von geringer mächtigen Bestegen abgesehen.

2. Bei genügender Mächtigkeit der Tertiärschichten findet sich, von Auswaschungen abgesehen, fast stets Braunkohle, wenn auch nicht immer in bauwürdiger Mächtigkeit und Teufe; mindestens ist sie durch bituminöse Letten oder durch Ton mit Kohlenschmitzen ersetzt.

3. Die vorwiegend aus Tonen, Sanden, Geröllen und Flözen bestehenden Schichten der Braunkohlenformationen zeigen, entsprechend der Art ihrer Entstehung, eine außerordentlich wechselnde Zusammensetzung. Es ist daher selbst für beschränktere Gebiete fast stets untunlich, normale Schichtfolgen aufstellen zu wollen.

B. 4. Die Oberlausitzer Braunkohlenformation gehört im wesentlichen dem Untermiocän an.

5. Die Basalte des Untersuchungsgebietes sind mit wenigen Ausnahmen älter als die Braunkohlenablagerungen.

6. Die Braunkohlenflöze des Oberlausitzer Hügellandes liegen in Senken des Grundgebirges; man darf daher von Braunkohlenbecken sprechen, nicht aber von Tertiärbecken, da tertiäre Tone und Sande (bisweilen auch mit Schmitzen oder Bestegen von Braunkohle) allenthalben den Übergang zwischen den einzelnen Becken vermitteln.

7. Die Braunkohlenflöze sind fast durchweg durch Zusammenschwemmung pflanzlichen Materials in Überflutungsgebieten und Seen entstanden.

In bezug auf die Störungen der Oberlausitzer Tertiärschichten läßt sich folgendes feststellen:

8. Die lokalen Störungen des Braunkohlengebirges sind auf glazialen Druck zurückzuführen (hiermit soll nicht gesagt werden, daß etwa der Lausitzer Grenzwall oder der Schlesische Landrücken durch eiszeitliche Massenverschiebungen entstanden sind).

C. In bezug auf das Grundgebirge läßt sich sagen:

9. Das Untersenon bildet das jüngste Glied der oberen Kreideformation innerhalb der westlichen Fortsetzung der Löwenberger Sedimentmulde über den Queis.

10. Die Erbohrung von Sandsteinen der oberen Kreideformation bei Rothenburg beweist, daß sich die Sedimentmulde erst westlich der Lausitzer Neisse schließt.

11. Die weißen liegenden Tone von Troitschendorf und die bunten Tone von Siegersdorf (vielleicht auch die Braunkohlen des Feldes der auflässigen Albert-Grube bei Rothwasser) sind ins Untersenon zu stellen.

12. Durch Bohrungen bei Penzig und Sohr-Neundorf wurde auch auf dem Südflügel der Sedimentmulde westlich des Queis der Buntsandstein nachgewiesen. **Frech.**

Quartärformation.

V. Milthers: Scandinavian Indicator-Boulders in the Quaternary Deposits Extension and Distribution. (Danm. geol. Unders. **2. 23.** Kopenhagen 1909. 153 p. 4 Karten.)

Als gut erkennbare skandinavische „Leitgeschiebe“ wurden in einer großen Zahl von Lokaluntersuchungen der verschiedensten Diluvialgebiete folgende benutzt:

Geschiebe aus der Christianiagegend: Rhombenporphyr und -konglomerat; aus Dalarne: rote Porphyre (Bredvad-, Heden-, quarzfreier Orthoklas-, brauner Porphyr, braunvioletter und roter Särna-, Garberg-, Katilla-, roter kleinkörniger Porphyr, Grönklitt-Porphyrit, Venjan-Porphyrit, Elfdalporphyre; aus Schonen: die Basalte; aus Schweden: Kinnediabas; aus dem östlichen Småland: der Påskallavikporphyr; aus dem nördlichen Baltikum: Ålands-Rapakiwi, -granit und -porphyr, brauner und roter Ostseeporphyr (früher Rödö-Porphyr).

Auf Tabellen und Karten ist das absolute und prozentarische Vorkommen der Leitblöcke in den einzelnen Teilen Dänemarks, in Schleswig, Lüneburg, Pommern, Posen, Ost- und Westpreußen, Polen, Rußland, Schlesien—Sachsen—Hannover—Westfalen und Holland ersichtlich. Einige der Angaben seien hier erwähnt:

In Rußland enthält das Gebiet Dorpat—Riga bis Smolensk (mit einer kleinen Ausnahme bei Wolmar) nur nordbaltische Geschiebe und keine von Dala; von da nach SW. über Polen, Preußen bis Stavenhagen—Berlin finden wir 80 % nordbaltische und 20 % aus Dala verzeichnet (die Livländer Dala-Geschiebe mögen sich in bezug auf Åländer auf sekundärer Lagerstätte befinden).

Jütland zerfällt nach seiner Geschiebeführung in drei Regionen: im nördlichen Teil herrschen norwegische Blöcke vor (es kommen 80—100 % Norweger auf 0—20 % schonensche Basalte, 80—100 % Norweger auf 0—20 % nordbaltische, 50—100 % Norweger auf 50—100 % Dalarner).

Das Nordjütland bedeckende Eis hatte also eine N.—S.-Bewegung, der Eisstrom, der zuletzt hier das Gebiet bedeckte, war Skagerak-Eis (das Fehlen von baltischen Blöcken im älteren *Yoldia*-Ton darf nicht als Beweis dafür angesehen werden, daß der Ton eine ältere Bildung als das obere Vendsyssel-Glaziallager sei und daß beide durch eine Interglazialzeit getrennt wären).

In Ostjütland sind norwegische Geschiebe selten, dagegen nordbaltische häufig, auch schonensche Basalte. Das westliche Jütland zeigt einen gemischten Charakter.

Auf den dänischen Inseln herrschen ebenfalls große Kontraste in der Geschiebeverteilung.

Die ostenglische Küste hat hauptsächlich norwegische Geschiebe, doch sind auch einige aus Dala und dem Nordbaltikum bekannt.

Im südwestlichen Grenzgebiet finden wir im äußersten Westen (Utrecht) 80—100 % nordbaltische gegen 0—20 % Dala, bei Groningen—Münster 50—80 % nordbaltische und 20—50 % Dala, Oldenburg—Flensburg—Grenaa 20—50 % nordbaltische und 50—80 % Dala.

Im nördlichen Teil Hollands, soweit es vom Eis bedeckt war, sind zahlreiche baltische und nur sehr wenig norwegische Geschiebe, in den fluvioglazialen Ablagerungen des südlichen Teiles, südlich vom Rhein, im Gegensatz hierzu Norweger und keine baltischen. Auch das Vorkommen der schonenschen Basalte schneidet mit der Rheingrenze ab. Die Geschiebe des südlichsten Holland müssen demnach durch einen Eisstrom herangebracht sein, der sein Material aus Westskandinavien erhielt, und ihr Transport muß stattgefunden haben, bevor das mit baltischem und ostskandinavischem Material beladene Inlandeis die Niederlande erreicht hatte.

Die Linien der Verteilung der nordbaltischen Geschiebe waren durch das Ostseebecken bestimmt. Von diesem Becken breitete sich das Eis über die baltischen Ränder von Rußland und Deutschland aus, wobei die finnische Eismasse teilweise durch das baltische Eis gehemmt war, während in Estland das von N. und NNW. kommende Eis die Oberhand

hatte. Im südlichen Baltikum fanden Oszillationen statt, das Eis trat zungenförmig in die Täler. Im W. breitete sich das Eis fächerförmig über die dänischen Inseln, Ostjütland, Schleswig-Holstein und weiter südlich aus. Der baltische Strom trat nicht über das schwedische Festland, weil er durch das schwedische Eis daran verhindert wurde, nur in Schonen fand eine Ablenkung statt.

Die Verbreitung der Geschiebe von Schweden, Dalarne, Småland, Schonen zeigen den Einfluß des schwedischen Eises auf den baltischen Strom: die vom mittleren und südlichen Schweden ausgehende Pressung breitete den baltischen Strom über die östlichen und südlichen Ränder des Ostseebeckens; eine „radiale" Bewegung des Eises hat somit nicht stattgefunden. (So wird gegenüber Cohen-Deecke — welche sagen, das Eis sei nach Pommern von Åland gegen SSW. über Kalmarsund, die småländische Küste und Bornholm gerückt, die Dala-Geschiebe seien als Fremdlinge durch seitliche Zufuhr in den baltischen Strom geraten — betont, daß die Geschiebe nicht auf einer einzigen Linie transportiert sind, daß der Åland-Eisstrom Zufuhr von den südlicheren schwedischen Hochgebirgen und weiterhin von Småland erhalten habe.)

Weiter nach W. finden sich Spuren einer von der baltischen unabhängigen Eisbewegung, die aber auch teilweise in Berührung mit der baltischen getreten ist. Aber überall, bis nach Holland, finden wir die Spuren des baltischen Stromes. Allerdings kann die Martin'sche Spirallinie nicht der Verlauf eines einzigen Stromes gewesen sein, vielmehr gab es auch hier eine andere Bewegungsweise, die nicht der ganzen Länge des Baltikums folgte, sondern über Südschweden und Dänemark und weiter in S.—SW.-Richtung ging (Geschiebe von Dala und Norwegen in Dänemark, zahlreiche Dala-Geschiebe gegenüber den nordbaltischen in Osthannover). Diese Bewegung ging zeitweise direkt gegen den baltischen Strom (siehe z. B. die Basalte bei Neubrandenburg); zu anderen Zeiten wurde sie vom baltischen Strom stark über Südwestschweden und den Kattegat abgelenkt.

Über die chronologische Reihenfolge der Ablagerungen lassen sich nur Vermutungen aussprechen, und zwar nur für das westliche und südwestliche Gebiet der Vereisung:

Holland südlich der eisbedeckten Gebiete hat nur norwegische Geschiebe, keine baltischen; es muß also zu Anfang ein Eisstrom aus N. über Dänemark gekommen sein, doch hat derselbe nicht bis an die äußere südliche Grenze gereicht, wahrscheinlich weil er durch die Eismassen von Schweden nach W. abgelenkt wurde; seine norwegischen Geschiebe sind vermutlich durch Flüsse weiter südlich geführt. Die (nur einmalige) Eisdecke, welche Holland überzog, war aber wesentlich ein baltischer Strom, der nur wenig norwegisches Material führte; nach den Basalten zu urteilen, verteilte ein baltischer Strom die Blöcke von Öland, Kalmar und Schonen über Schleswig und Dänemark in den ältesten Ablagerungen; er drängte den von Südnorwegen lokal nach W. ab längs des norwegischen Kanals; der Ausfluß des baltischen Eises über Nordwestdeutschland, Holland und Dänemark war also vermutlich eng verbunden mit der Ausdehnung der

skandinavischen Eisdecke über die Nordsee bis zur englischen Ostküste. Dagegen scheinen in Oldenburg und Hannover spätere Eismassen aus westlicheren Gegenden geherrscht zu haben (viel Basalte und Dalarner); da hier nur eine Moräne bekannt ist, ergibt sich, daß in der Vereisung keine Unterbrechung stattgefunden hat, sondern ein allmählicher Übergang von einer O.—W. zu einer mehr N.—S.-Bewegungsrichtung. Hier im W. (Holland—Hannover) war also die Reihenfolge: 1. nördlich, 2. baltisch, 3. nördlich.

Die anderen Betrachtungen, welche sich auf die Interglazialia von Sylt, Brörup und das Eemien stützen, bedürfen wohl noch weiterer Klärung bezüglich der stratigraphischen Verhältnisse. (Da die Glazialia von Holland nach Nordmann älter als das Eem sind, so können die Glazialablagerungen von Holland, Oldenburg, Westfalen und Westhannover auch nicht zu den Ablagerungen der letzten Eiszeit gerechnet werden, wie Schucht meint.)

Verf. erörtert eingehend die Frage, welcher Glazialhorizont vom Roten Kliff auf Sylt den Moränen von Holland und Oldenburg entspricht, das alte Sanddiluvium unter dem Tuul oder die Hauptmoräne: Wenn die Interglazialia von Brörup und Sylt gleichalterig sind und wenn die Hauptmoräne vom Roten Kliff äquivalent dem Glazial von Holland sowie der skandinavischen Drift Ostenglands (Cromer till), so müßte Brörup von dem gewaltigen Inlandeis überschritten sein, welches diese weite Ausdehnung hatte; dies ist unwahrscheinlich, vielmehr müßte man die Moränen von Holland etc. gleich setzen dem alten Sanddiluvium Sylts; danach müßte Brörup und Sylter Tuul von ganz verschiedenem Alter sein, durch die große Eiszeit getrennt. Dies hält Milthers für unwahrscheinlich und so müsse das Sanddiluvium unter dem Tuul und die entsprechenden Kiese in Südwestjütland gleich den Moränen von Holland und Oldenburg sein. Das alte Sanddiluvium Sylts und die südwestjütischen Kiese ähneln sich in der Führung zahlreicher norwegischer Geschiebe, denen nur wenig baltische beigemengt sind. Diese letzteren sind äquivalent der baltischen Moräne in Holland und Südholstein. Wie weit nach W. und NW. dieser ältere baltische Eisstrom in Dänemark gereicht hat, ist nicht sicher zu bestimmen.

Milthers hält gegenüber Stolley die Hauptmoräne des Roten Kliffs für jünger als den Tuul, sie kann als relativ baltisch gelten, verschieden von dem älteren Sanddiluvium mit norwegischem Material; wenn diese Hauptmoräne älter ist als der Bröruptorf, so kann sie verbunden werden mit der unteren Moräne von Schulau.

In Nordwestdeutschland hat wahrscheinlich der baltische Strom bei allmählicher Änderung seiner O.—W.-Richtung in NO.—SW. seinen Charakter geändert, so daß relativ mehr westschwedisches Material nach und nach fortgeführt wurde, als durch einen eigentlichen baltischen Strom möglich wäre; dasselbe scheint auch für Dänemark zu gelten, wo das vorherrschend nordische Material zeigt, daß der Hauptzustrom wesentlich vom südlichen Norwegen und angrenzenden Schweden erfolgte (doch könnte

hier der Transport der zahlreichen norwegischen und Dala-Geschiebe auch erst später erfolgt sein).

Der Kontrast zwischen dem Gehalt an baltischen Geschieben in der Oberflächenmoräne und dem an norwegischen in den unterlagernden Kiesen (z. B. bei Ringkjöbing) zeigt, daß letztere später durch baltische verdrängt sind; wegen des interglazialen Alters der Torflager könnte man hier die baltische Moräne als die der jüngeren Eiszeit betrachten, vielleicht liegt aber auch nur eine Ausspülung des älteren baltischen Stromes vor, der das Norweger Eis nach W. schob. Es hat also ein langsames Verdrängen stattgefunden, jedenfalls kein Einfluß von Nordeis nach der baltischen Oberflächenmoräne.

Angesichts des unsicheren Alters der verschiedenen „Interglazial"-ablagerungen und der unklaren Grenze der letzten Vereisung kann eine etwaige Verschiedenheit der Geschiebeführung vorläufig nicht verwertet werden. In Dänemark hat die Ausdehnung des oberen Geschiebemergels begonnen mit einer nördlichen und nordöstlichen Eisdecke, ehe die baltische so weit reichte. Dies Vorrücken des nördlichen Eises war vielleicht auch die Ursache der zahlreichen nordischen Geschiebe in Südfünen u. a. O. Die Moräne in Ristinge mit Norwegern über dem Interglazial spricht auch dafür, ebenso wie die zahlreichen Basalte bei Neubrandenburg. Der basaltische Strom, der dem nördlichen folgte und ihn z. T. ersetzte, hat bis zu den mitteljütischen Hügelreihen gereicht, wahrscheinlich fand ein allmählicher Übergang von der einen in die andere Bewegungsrichtung statt. Später zur Abschmelzzeit muß bei Odsherred in Seeland eine starke Veränderung in der Transportrichtung stattgefunden haben, baltisches und auch nordisches Material ist sehr zurücktretend, der Transport muß von der südschwedischen Kattegatküste erfolgt sein. In dem südlicheren Seeland dagegen und den südbaltischen Gebieten ist es unsicher, ob immer baltisches Material gefördert wurde. Dagegen finden sich im nordöstlichen Seeland sichere Zeichen dafür, daß auch in einer späten Periode eine Gletscherbewegung von NO. und N. wechselnd mit dem baltischen Eis stattgefunden hat. **E. Geinitz.**

K. Martin: Zur Klärung der Senkungsfrage. (Jahrb. f. Altertumsk. u. Landesgesch. Oldenburg. **18**. 1910. 36 p. 3 Taf.)

Nach einer Entgegnung auf van Baren nimmt Verf. das Schlußwort zu der viel umstrittenen Frage der rezenten Küstensenkung und kommt zu dem Ergebnis, daß eine allgemeine Küstensenkung säkularer Art seit frühgeschichtlicher Zeit nicht stattgefunden hat. Er bespricht nochmals die Daten der Wurte und deren Widersprüche mit Schütte's Annahme, er findet auf der Linie vom Zuider See bis nach der Wesermündung eine Anzahl frühgeschichtlicher Festpunkte und weiter auch, entfernt von der Küste, einen alten geschichtlichen Festpunkt, und erörtert den Hauptsenkungsbeweis, der die Verbreitung von Triglochin maritima und Statice

Limonium betrifft, „die Voraussetzung Schütte's hinsichtlich der Verbreitung“ dieser Pflanzen „ist falsch und mit seinen Schlußfolgerungen steht ihr Fehlen unter dem Pflugland“ (auf dem Oberahneschen Feld) „in offenbarem Widerspruch“. **E. Geinitz.**

H. Schütte: Zur Frage der Küstensenkung. (Jahrb. Oldenb. Ver. f. Altertumsk. u. Landesgesch. 1909. 40 p.)

Verf. gibt zu, daß eine so beträchtliche Küstensenkung, wie er sie 1907 berechnet hatte, nicht vorliegt, sucht aber an einigen Beispielen (am Oberahneschen Feld, der Goldenen Linie und der Umgegend von Sande) zu zeigen, daß die gemachten Einwände nicht genügen, das Vorhandensein einer neuzeitlichen Senkung zu widerlegen; besonders glaubt er, daß die Niveauverschiebung nicht einfach auf Bodenkompression oder Ausschwemmung aus dem Untergrund zurückgeführt werden kann.

E. Geinitz.

A. Jentzsch: Ein Ås bei Borowke in Westpreußen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **27**. 1906. 107—115.)

Scharf abgesetzter Ås von N.- zu NNO.-Streichen, z. T. mit flußähnlichen Krümmungen, aus Kies und teilweise Geschiebemergel bestehend, mit Åsgräben begleitet, steht ungefähr rechtwinkelig zur dortigen Endmoräne. **E. Geinitz.**

E. Zache: Die Tonlager von Glindow und Lehnin in der Provinz Brandenburg und ihre Bedeutung für die Diluvialgeologie. (Brandenburgia. **18**. Berlin 1909. 233—243.)

Die Beobachtungen in den Glindower und Lehniner Tongruben bringen Verf. zu einer anderen Auffassung als Gagel. Nach ihm war der Verlauf der letzten Vereisung der folgende: 1. autochthone Eisbildung. 2. Vorrücken des nordischen Eises. 3. Beginn des Abschmelzprozesses (Eishöhlen mit scharf gesonderten Sedimenten). 4. Letzte Bewegung der Erdrinde. 5. Aufschüttung des oberen Geschiebelehms und Herausbildung der heimischen Landschaft. **E. Geinitz.**

H. Spethmann: Die physiographischen Grundzüge der Lübecker Mulde. (Globus. **96**. 20. 1909. 309—314.)

Die Tone und Sande des Lübecker Stausees, der Lübecker Mulde (nach Norden, zu dem bis zur Ostsee reichenden Geschiebemergelgebiet, mit Überwiegen der sandigen Bodenarten), sind die Ausschlämmprodukte der Stillstandslage des Eisrandes. Nach Ablauf des Wassers siedelte sich eine Zwergstrauchtundra an und in flachen Wasserlachen eine Süßwasserfauna, deren Ablagerungen aber stellenweise wieder durch Schutt bedeckt wurden, infolge eines späteren Rückweichens, „indem durch schnelleres

Abschmelzen eine entsprechend größere Schuttmasse in die Mulde transportiert wurde". (Die vielfachen Wechsellagerungen in dieser Randzone waren bedingt durch die sehr wechselvollen Veränderungen in den Abschmelzprozessen und können keine allgemeine Gliederung der Ablagerungen bedingen.)

Über die Entstehung der Hohlform gibt Verf. folgenden Gedankengang: im Süden lag eine breite Geschiebemergellandschaft, an welche sich weiter südlich bis zur Elbe ein Sandr anschließt. Diese obere Geschiebemergelplatte senkt sich nach Norden unter den Ton und Sand der Lübecker Bucht (keine Schollenbewegung); der obere Geschiebemergel umspannt die Lübecker Bucht halbkreisförmig; es liegt ein „Zungenbecken" vor. Im Norden ist der Geschiebemergel das Produkt einer jüngeren Stillstandslage; in der Tat sind vielfach Sandzwischenschichten im Geschiebemergel vorhanden.

Nach einem Diagramm würde im Norden, am Brothener Ufer, der „obere" Geschiebemergel durch eine Sandschicht getrennt auf einer unteren (unter NN. liegenden) Bank liegen, die ihrerseits im Süden ansteigt und durch eine Sandlage von einem weiteren tieferen Moränenhorizont getrennt wäre (flach fallende aufeinander gepackte Zonen). Es ist sonach nicht ohne weiteres angängig, „einen Geschiebemergel, der vor und hinter einer Endmoräne die Oberfläche zusammensetzt, als gleichwertig anzusehen"; das „was in einer Bohrung als unterer Geschiebemergel, als Produkt einer älteren Vergletscherung erscheint, tritt in nicht allzu großer Entfernung als typischer oberer Geschiebemergel zutage". („Das interglaziale Alter vieler faunistischer und floristischer Funde dürfte hiernach anders gedeutet werden.")

Betreffs der tektonischen Bewegungen meint Verf., daß die Schlüsse über die höhere Lage des Landes vor der Eiszeit wenig sicher sind, auch die Frage der *Litorina*-Senkung müsse neu geprüft werden, doch kommt er auch zu der Anerkennung einer Senkung. Die früher als *Ancylus*-Bildungen angesprochenen Ablagerungen sind gleichalterige Süßwasserbildungen, die nach und nach in den Brandungsbereich des *Litorina*-Meeres gelangten.

Das wohl durch die *Litorina*-Senkung entstandene Durchbruchstal reicht bis kurz vor Lübeck, es durchschneidet die nördliche Moränenzone (gebildet von Schmelzwässern, die einem Gletschertor entstammten, oder durch subglaziale Ausfurchung). **E. Geinitz.**

M. Schmidt: Über Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt (mit vielfachen Beiträgen von K. Rau). (Mitt. d. geol. Abt. d. k. württ. statist. Landesamts. No. 1. Stuttgart 1907. 4 Abbild. 1 Texttaf. 41 p.)

Die schon in den Erläuterungen zu Blatt Freudenstadt der neuen geologischen Spezialkarte von Württemberg (dies. Jahrb. 1909. II. -410- ff.) beschriebenen zahlreichen Karbildungen, die Entstehung dieser

Kare und ihr Verhältnis zu dem, was sonst über Glazialentwicklung im Schwarzwald bekannt geworden ist, finden hier eingehendere Schilderung. Zuerst werden kurz die Ansichten früherer Autoren, welche sich mit diesen Gebilden beschäftigt (Partsch, Sauer, Ch. Regelmann), und welche dieselben auch richtig erkannt haben, erwähnt, alsdann folgt eine Beschreibung einer Anzahl dieser Kare, die nur isolierten Firnmassen ihre Entstehung verdanken. Die Verf. schließen sich der Richter'schen Anschauung über die Entstehungsweise der Kare an. Die Kare gelangten an Hängen zur Ausbildung, deren Richtung nach Nordost, Ost und allenfalls Südost war; irgend eine Grube, Nische, ein Quellzirkus oder die im Schwarzwalde so weitverbreiteten Schliffbildungen etc. gaben die erste Veranlassung zur Ansammlung isolierter Schneemassen. Die Karentwicklung ist hier völlig an die etwa 100 m mächtige Zone der geröllfreien Buntsandsteinschichten des mittleren Buntsandsteins gebunden, welche Neigung zur Ausbildung steiler, oft felsiger Hänge aufweist. Häufig ist der Boden der Kare noch ein Stück in die Schichten des Eck'schen oder unteren Konglomerates eingesenkt. Damit, daß das Karphänomen in einer Schichttafel an den Steilhängen zur Ausbildung gelangt ist, ist auch die große Häufigkeit und Verteilung in Reihen und Gruppen von annähernd derselben Höhenlage erklärt. Die Moränenbildungen der Kare sind so frisch und stellenweise so auffallend gut erhalten, daß sie nur als ein Erzeugnis der letzten Eiszeit betrachtet werden können. Es wird daher angenommen, daß die Kare zur Haupteiszeit gebildet wurden, und daß dieselben Kare in der Würmeiszeit wieder Gletscher bargen, wie ihre wohlentwickelten jungen Moränen beweisen, während von den Moränen der Haupteiszeit in deutlicher Wallform nicht mehr viel zu finden ist.

Im zweiten Teile besprechen die Verf. eigenartige Schuttbildungen, welche auf den Buntsandsteinplateaus in den flach muldenförmigen Talanfängen sich in weiter Verbreitung finden und welche auf Blatt Freudenstadt als „Stufenbildungen in den Talanfängen" ausgeschieden sind. An einem Beispiele werden diese Gebilde erläutert, welche sich als „einander konzentrisch umfassende, nach dem Tale zu konkave Bögen" (Schuttterrassen) darstellen. Sie sind augenscheinlich an der oberen Begrenzung der Firnflecken sowie an derjenigen gelegentlich zusammenhängender, dem Hange folgender Firnlager entstanden, indem sich der Schutt des Hanges an ihnen in seiner Bewegung staute. Der Aufbau der Stufensysteme in seiner strengen Periodizität beweist, daß die Firnflecken Rückzugsperioden zeigen, was auf sekundäre Klimaschwankungen von kürzerer Dauer hinweise. **Plieninger.**

M. Bräuhäuser: Beiträge zur Stratigraphie des Cannstatter Diluviums. Nebst einem Anhange. 1. J. Stoller: Die Pflanzenreste des altdiluvialen Torflagers in den Stuttgarter Anlagen. 2. D. Geyer: Die fossilen Mollusken des altdiluvialen Torflagers in den Stuttgarter Anlagen.

(Mitt. d. geol. Abt. d. k. württ. statist. Landesamts. No. 6. Stuttgart 1909. 92 p. 4 Prof. 1 Taf. 1 Situationsplan.)

Einigen einleitenden Worten folgt ein Überblick über die ziemlich umfangreiche Literatur nebst einer kurzen Angabe der wichtigsten Resultate besonders belangreicher, hierhergehöriger Arbeiten. Der zweite Abschnitt gibt Beobachtungen und Profile aus neuerer Zeit im Grunde des Stuttgart-Cannstatter Tales, der dritte Teil einen Überblick über die Gliederung des Cannstatter Diluvialprofiles und die örtliche Verbreitung der einzelnen Bildungen. Der vierte Abschnitt enthält einen Überblick über das Diluvium des Neckartales im allgemeinen und Einreihung des Cannstatter Profiles in dessen Einteilung. Angehängt sind diesem Teile, in Tabellenform, der Versuch einer Übersicht über die Entstehung der Diluvialbildungen im Cannstatter Neckartal, im benachbarten Remstal bei Endersbach und im Talbecken von Alt-Stuttgart, sowie eine tabellarische Übersicht der Einreihung des Cannstatter Diluvialprofiles in die Gliederung der Diluvialbildungen des übrigen Neckargebietes. Die Fauna und Flora des altdiluvialen Torflagers sind von J. Stoller und D. Geyer untersucht worden. Die Übersichtlichkeit der sehr sorgfältigen und eingehenden Arbeit wird durch eine, den Schluß bildende Zusammenfassung der Ergebnisse ganz wesentlich erhöht. Diese Zusammenfassung lautet folgendermaßen:

1. Die Bildung des mächtigen Gehängeschuttes der Stuttgart-Cannstatter Gegend geht z. T. bis zu altdiluvialen Zeiten zurück.

2. Die Torflager der unteren Anlagen haben nach Geyer und Stoller an Pflanzen- und Tierresten Formen ergeben, welche der Nachbarschaft heute fehlen.

3. Diese Torflager sind in Seebecken entstanden, deren Entstehung z. T. aus jungen Einbrüchen des älteren Gebirgsgrundes zu erklären ist.

4. Der Mammutlehm ist ein Ausschwemmungsprodukt aus Material, das von den Keupergehängen herabkam (O. und E. Fraas). Er hat ebenso wie der Gehängeschutt prächtiges Material von diluvialen Säugetieren geliefert.

5. Die Sauerwasserkalke sind — abgesehen von vereinzelten Punkten, wo ihr Absatz fortdauert — über der von Mammutlehm eingedeckten, durch Auffüllung erhöhten Schotterfläche des diluvialen Neckartales entstanden infolge der zahlreichen Mineralwasserquellen. Sie führen z. T. diluviale Fossilreste, insbesondere Pflanzenabdrücke. Sie sind jünger als die unterlagernden Schotter (mit *Elephas antiquus*) und älter als der ältere Löß.

6. Der Löß zeigt im Stuttgart-Cannstatter Talgebiet eine deutliche Gliederung. Man kann unterscheiden: Älteren Löß, älteren Lößlehm, jüngeren Löß, jüngeren Lößlehm.

7. Die Cannstatter Diluvialbildungen lassen sich in die Gliederung des Neckardiluviums einreihen, da der bestens verfolgbare Schotterzug der Neckarhochterrasse (= Kirchheimer „Mittelterrasse“) das Cannstatter Tal durchläuft, wo er als „Nagelfluhe“ die Basis für Mammutlehm und Sauerwasserkalke abgibt.

Diese Schotter dürften zusammen mit den Geröllen im Mühlberg ursprünglich aus derselben Auffüllungsperiode stammen, in welcher die Neckarschotter ins Elsenztal von Mauer vordrangen. Sie sind sicher schon in altdiluvialer Zeit an ihre jetzige Stelle gekommen. Die Festlegung späterer Epochen als Zeit der Formung der jetzt sichtbaren Terrassen ändert nichts an diesem Schluß, der im besten Einklang steht mit der Beobachtung, daß die altdiluvialen Torflager der Anlagen sich im Talgrund des Nesenbachtals finden, welches dort schon bedeutend eingetieft ist unterhalb der Hügelwelle des Mühlbergs, den jene alten Schotter bedecken.

8. Die sonst diesen Schottern auflagernden, in derselben Terrasse auftretenden, gleichartigen Geröllmassen, welche zuletzt durch Wechsellagerung mit älterem Löß den Anschluß an dessen Zeit herstellen, fehlen im Cannstatter Tal (keine Auffüllung infolge der diluvialen Einbrüche bei Münster?). Sie sind vertreten durch die Sauerwasserkalke.

9. Zwischen den älteren Schottern (*Elephas antiquus*) und den darüber liegenden, meist im selben Profil zusammen auftretenden, mit Löß wechsellagernden Geröllmassen der Neckarhochterrasse muß ein scharfer zeitlicher Schnitt liegen, der durch die besonderen Verhältnisse in den Profilen von Mauer, Endersbach (zurzeit nicht mehr gut erschlossen) und Cannstatt der Beobachtung erreichbar wird.

10. Die gute Erhaltung der Terrassenschotter bei Cannstatt und die Ausbildung der modellartigen Terrassenflächen erklärt sich aus der Überdeckung der Schotter durch die Sauerwasserkalke und die Verkittung der Gerölle durch die aufsteigenden Mineralwasser.

11. Die Quellentätigkeit scheint sowohl in Alt-Stuttgart wie in Cannstatt mit den Verwerfungslinien des Gebirges in engem Zusammenhang zu stehen (vergl. Fraas). Besonders zu beachten ist, daß die Hauptmasse der Sauerwasserkalke oben an der Katzensteige quellkuppenartig über der Schurwaldspalte liegt, sowie daß zur Diluvialzeit gegen Untertürkheim hier weitere Quellpunkte auf der Spaltenlinie vorhanden waren. (Sauerwasserkalke östlich vom Güterbahnhof.)

12. Im Stuttgart-Cannstatter Gebiet sind diluviale, z. T. bis zur Jetztzeit fortdauernde Einsenkungen, Einbrüche des unterlagernden triassischen Gebirgs durch Mitverwerfung des Diluvialprofils sicher nachweisbar (vergl. E. Fraas).

13. Diese Einbrüche erklären sich aus der unterirdischen Gebirgszerstörung durch die kohlensauren Wasser (vergl. O. Fraas). Über deren Tätigkeit erwähnt der „Führer durch Stuttgart“ (1906): Die Sauerquellen spenden in jeder Sekunde eine Menge von 218 l, d. h. täglich 188000 l und liefern in 24 Stunden 1200 Zentner fester Bestandteile. Die vorgenannten Einsenkungsbewegungen wurden wohl meist durch allgemeine tektonische Erschütterungen ausgelöst. (Einwirkung des Lissaboner Erdbebens s. Oberamtsbeschreibung.)

14. Die Oberflächengestaltung der Stuttgart-Cannstatter Gegend war schon zu Beginn der Diluvialzeit im wesentlichen dieselbe wie jetzt. Die

Ausbildung des Neckartals, auch dessen tiefer Einschnitt in den Muschelkalk unterhalb Münster fällt in die erosionskräftigen, feuchten und warmen Perioden des Tertiärs.

15. Daraus ergibt sich für die hoch über dem Talgrund mit seinen niedrigen Diluvialterrassen auf dem Rand der Fellbacher Höhe liegenden Hochschotter ein sicher tertiäres, wahrscheinlich sogar recht weit ins Tertiär hineinreichendes Alter.

16. Die Schotter im Stuttgarter Mühlberg haben sich als echte, buntsandsteinführende, nur oberflächlich verwitterte und entkalkte Neckargerölle erwiesen. Bis zur Höhe von 252 m herauf überdecken sie die dortige Terrassenfläche. Auffallend sind die überaus zahlreichen, unförmlich großen, meist kaum kantengerundeten Blöcke von Stubensandstein und Rhätsandstein (vergl. v. Seyffer), die zwischen den wohlgerundeten kleineren Geröllen stecken. Diese Neckargeschiebe ließen sich bis in den Bahneinschnitt zwischen dem kleinen Tunnel und der Wolframstraße verfolgen. Talaufwärts in dem übertieften Einbruchsfeld — Reiterkaserne, Güterbahnhof, Anlagen — fehlen sie, bezw. finden sich nur mehr einzelne Gerölle unter dem ältesten, tiefsten Torf verborgen. Jedenfalls sind also die Gerölle älter als der Torf. Der letzte große Einbruch des Alt-Stuttgarter Talkessels aber ist jünger als die Flußschotter im Mühlberg, welche beweisen, daß zu Beginn der Diluvialzeit der Neckar bis in die Nähe des heutigen Hauptbahnhofs ins Stuttgarter Talbecken hereingekommen ist.

Plieninger.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1910

Band/Volume: 1910

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1365-1438