

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. C. Lane: The geologic day. (Journ. of Geol. 14. 425—429. Chicago 1906.)

LANE bemerkt, daß gleichartige Fossilien durchaus nicht den besten Beweis für die genaue Gleichalterigkeit zweier Ablagerungen darbieten. Geeigneter erscheinen Aschenlagen und Lavadecken, vorausgesetzt, daß sie als solche zu erkennen und miteinander zu identifizieren sind; auch Klimawechsel setzen über weite Gebiete hin sehr gleichzeitig ein, wie z. B. die diluviale Eiszeit in Europa und Amerika. Land- und Küstenhebungen gehen zwar oft äußerst langsam vor sich, erstrecken sich aber gerade in diesen Fällen gleichzeitig über außerordentlich weite Gebiete.

Johnsen.

K. Fischer: Bergstürze und Felsschlipfe im Gefolge der Eiszeiten. (Senckenberg. Gesellsch. Ber. 1905. 150—152.)

Die Interglazialzeiten müssen Perioden starker Wassererosion gewesen sein. Die riesigen Bergstürze am Glärnisch und bei Flims können entweder dadurch entstanden sein, daß die Gletscherschmelzwasser den Fuß des Berges unterspülten oder dadurch, daß mit dem Verschwinden des Eises ein Gegendruck aufhörte, der die sturzbereiten Massen aufgehalten hatte. Auch in Süddeutschland lassen sich diluviale Felsbewegungen konstatieren, so am Röderberg bei Frankfurt a. M., am Zeilstück bei Weinheim, bei Elm im Vogelsberg. In Württemberg haben die Keupermergel und die Impressatone Anlaß zu Landschlipfen gegeben, jene z. B. beim Mammutfelde bei Cannstatt, diese bei Geislingen und Ulm.

Otto Wilckens.

P. L. Mercanton: Forages glaciaires. (Arch. des sc. phys. et nat. 4. Per. 19. 367—387, 451—471. 1905.)

Bohrungen auf Gletschern werden angestellt, um die innere Temperatur der Gletscher und die Gesetze ihrer Bewegung kennen zu lernen.

Die Schwierigkeiten, denen sie begegnen, sind mannigfacher Art, namentlich sind es solche, die in der Natur der Gletscher liegen. Schon AGASSIZ hat aber in den vierziger Jahren ein Bohrloch von 65 m Tiefe hergestellt. DUTOIT und MERCANTON haben 1900 auf dem Glacier du Trient mit einem relativ einfachen Bohrrapparat gute Erfolge erzielt. Am erfolgreichsten sind die Bohrungen von BLÜMCKE und HESS auf dem Hintereisferner (Ötztal) in den Jahren 1895—1904, die zuletzt das Bett des Gletschers unter 184 und 214 m Eis erreichten. Am Glacier de Tête-Rousse (Mt. Blanc-Massiv) sind durch die französische Regierung mehrere Jahre hindurch Bohrungen ausgeführt, um die Neubildung eines intraglazialen Sees von der Art dessen festzustellen, resp. zu verhüten, der 1892 durch seinen Ausbruch St. Gervais vernichtete. Hierbei ist für horizontale Bohrlöcher ein glühendes Eisen verwandt worden, das immer ausgewechselt wurde, und mit dem man 3 m in der Stunde vorankam. 1904 und 1905 hat man für die Tiefbohrungen einen dem von BLÜMCKE und HESS ähnlichen Apparat gebraucht. Für die Zukunft empfiehlt es sich, Motore zu verwenden und die bei der Bohrung verwandte Wassermenge tunlichst einzuschränken.

Otto Wilckens.

R. S. Tarr: Glacial erosion in the Finger Lake region of central New York. (Journ. of Geol. 14. 18—21. Chicago 1906.)

Der Ursprung des Fingersee-Tales wurde von LINCOLN und vom Verf. schon 1892 auf Glazialerosion zurückgeführt. Inzwischen sind in der Umgegend geologische Beobachtungen gemacht worden, welche einer Erosion durch die Wisconsin-Vereisung widersprechen. Man wird die Talbildung, die unzweifelhaft glazialen Charakter trägt, wohl einer früheren, und zwar doppelten Vereisung zuschreiben müssen.

Johnsen.

E. C. Andrews: The ice-flood hypothesis of the New Zealand sound basins. (Journ. of Geol. 14. 22—54. Chicago 1906.)

Verf. schreibt das Gepräge der heutigen Sunde, Seen und Cañons des südwestlichen Neuseelands wesentlich der großen Eiszeit zu. In vortertiärer Zeit zeigte das Gebiet typische Erscheinungen weitgehender Denudation. In frühtertärer (?) Zeit fand Auffaltung bis zu Höhen von 6000—10000 Fuß statt. Dann bildeten sich Cañons aus. Die heutigen Oberflächenformen zeigen jene alten Täler, beeinflusst durch Prozesse der großen Eiszeit; besonders markieren sich vielfach Übertiefungen der Talwände. Freilich haben die postglazialen Zeiten die Geländeformen beträchtlich verändert und vieles verwischt.

Johnsen.

J. L. Rich: Local glaciation in the Catskill Mountains. (Journ. of Geol. 14. 113—121. Chicago 1906.)

Die Catskills sind außer den Adirondacks das höchste Gebirge im Staate New York. Die Höhe und die dauernd tiefe Temperatur befähigte dieselben, Gletscher zu tragen, während das umliegende Gebiet frei von Eis war. Solche Gletscher flossen nordwärts in das angrenzende Schohari-Tal ab und bildeten eine bis 60 Fuß mächtige Moräne.

Johnsen.

H. G. Ferguson: Tertiary and recent glaciation of an Icelandic valley. (Journ. of Geol. 14. 122—133. Chicago 1906.)

Verf. studierte im Sommer 1905 in Begleitung des isländischen Geologen PJETURSSON den Westen und den Norden Islands und speziell tertiäre und rezente Gletschererscheinungen. Die tertiären Glazialablagerungen sind einzelnen tertiären Basaltlavadecken zwischengeschaltet. PJETURSSON hat dieselben zwar bereits ausführlicher beschrieben, doch sind seine Arbeiten in Amerika wenig bekannt geworden, so daß Verf. nun das besonders instruktive Tal Botnsdalr am Anfang des Hvalfjord, ungefähr 30 Meilen nordöstlich von Reykjavik beschreibt.

Johnsen.

E. C. Case: A peculiar formation of shore ice. (Journ. of Geol. 14. 134—137. Chicago 1906.)

An der Milwaukeeküste des Michigansees fanden sich im Januar 1906 zahlreiche Schneekugeln von 3 Zoll bis 4 Fuß Durchmesser, die konzentrisch-schaligen Aufbau aus Schneelagen und Küstensandlagen zeigten. Anscheinend ist hier eine weiche, feuchte Schneedecke an der Küste von der Welle zerstückelt worden; einzelne kleinere Stücke sind auf dem sehr wenig ansteigenden sandigen Ufer von der Welle hin und her gerollt, so daß sich Schneelagen und Sandlagen herumlegen konnten; die Temperatur des Wassers muß sehr wenig oberhalb des Gefrierpunktes gelegen haben, da bei höherer Temperatur Schmelzung der bewegten Schneemassen, bei tieferer aber Gefrierung des Wassers am Ufer eingetreten sein würde.

Johnsen.

F. W. Sardeson: The folding of subjacent strata by glacial action. (Journ. of Geol. 14. 226—232. Chicago 1906.)

Verf. beschreibt aus Minnesota einige durch Gletscher bewirkte Auffaltungen von einigen Fuß mächtigen kristallinen Kalken und Tonschiefern; die Auffaltung hat zu einer mehr oder weniger vollkommenen Vernichtung der Schichttextur geführt.

Johnsen.

H. F. Reid: The variations of glaciers. XI. (Journ. of Geol. 14. 402—410. Chicago 1906.)

REID berichtet zunächst über die 1904 festgestellten Gletscherbewegungen folgender Gebiete: Schweizer Alpen, Ostalpen, italienische Alpen, französische Alpen, Norwegen, Schweden, Grönland, Rußland, Südamerika, Afrika, Canada; sodann über die 1905 in den Vereinigten Staaten konstatierten Bewegungen.

Johnsen.

E. Huntington: Pangong: a glacial lake in the Tibetan-plateau. (Journ. of Geol. 14. 599—617. Chicago 1906.)

Auf der westlichen Grenze von Tibet liegen die Tso-mogualari, eine Reihe von fünf miteinander verbundenen Seen in einer Höhe von 14000 Fuß in einem schmalen Tal, das sich mit einer Breite von über 4 Meilen über 100 Meilen weit von Osten nach Westen zwischen gewaltigen schneebedeckten Bergen hinzieht. Die oberen Seen sind wenig bekannt und liegen auf tibetanischem Gebiet, der unterste und größte, Pangong, der keinen Ausfluß hat und salzig ist, liegt in der indischen Provinz Ladakh oder Klein-Tibet. Alte Moränen zeigen, daß vor der Bildung des gegenwärtigen Sees das Bassin ein- oder zweimal mit Eis gefüllt war. Alte fluviale Absätze, die unter dem Ufersand und den lakustren Ablagerungen liegen, sind vom Eise stark gestaucht und gefaltet. Auch befinden sich in dem Tale typische geschrammte Rundhöcker.

Johnsen.

R. S. Tarr and L. Martin: Recent changes of level in the Yakutat bay region, Alaska. (Bull. Geol. Soc. Am. 17. 29—64. Pls. 12—23. Rochester 1906.)

Vom 3. bis zum 20. Sept. 1899 fanden im Gebiete der Yakutat-Bucht, an der Küste von Alaska östlich vom Mount St. Elias und südlich vom Mount Logan gelegen, eine Reihe von Erdstößen statt. Dieselben hatten tektonische Veränderungen von sehr bemerkenswertem Grade zur Folge. Die nordöstliche Küste des Russell-Fjordes, vom Hubbard-Gletscher bis zum Numatak-Fjord besteht aus steil einfallenden kristallinen Schiefen, Gneis, Glimmerschiefer und gestreckten Konglomeraten, sowie aus Granit; der Detritus dieser Gesteine wird von den Gletschern bis an die Küste getragen und bedeckt das Gebiet zwischen dem Gebirge und der Küste. Jene kristallinen Massen stoßen in dem Tal des Hidden-Gletschers und an der Südküste des Numatak-Fjordes hart gegen jüngere Schichten ab, welche nicht metamorphosiert sind. Die Grenzlinie entspricht wohl einer Verwerfung und folgt dem nordwestlichen Arm des Russell-Fjordes. Die Yakutat-Serie, die sich von jenem kristallinen Komplex bis an das Küstenland hinzieht und das jenen Teil des Fjordes begrenzende Gebirge aufbaut, besteht aus dunklen

Schiefern und Sandsteinen, dicken Konglomeratschichten schwarzen Schiefers und anscheinend verhärtetem Tuff. In geringerer Menge sind noch andere Gesteine vorhanden und die ganze Masse ist vielfach gefaltet und verworfen. Eine dritte Gesteinsreihe ist an einigen Stellen wenige Meilen westlich von der Wurzel der Yakutat-Bucht aufgeschlossen; es sind graue Sandsteine, Tone und kohlige Schiefer von pliocäнем Alter; diese Schichten sind ungestört und gegen den Yakutat-Komplex verworfen. Das Gebiet ist besonders von RUSSELL untersucht; Verf. studierte dasselbe im Sommer 1905 und fand die Küstenlinien mehrfach deformiert und die Felsen des Gebirges stellenweise von feineren Verwerfungen durchsetzt. Manche Küstenpartien zeigen keine Niveauänderung, andere haben sich gesenkt, die meisten aber sind um 1—10, ja bisweilen fast 50 Fuß, gehoben. Man beobachtet gehobene Gesteinsbänke, Küstenlinien, Uferunterhöhlungen, Alluvialdeltas und neue Inseln; zwei der letzten liegen nördlich der Haenke-Insel, die größere der beiden ist 50 Fuß breit und 250 Fuß lang. Der Landzuwachs infolge der Hebung beträgt am Strand der Haenke-Insel durchschnittlich 25—30 Fuß. Oberhalb der jetzigen Seeschälung bemerkt man angeschwemmte Muscheln, Bryozoen und andere Meeresorganismen. Mehrfach, besonders am Numatak-Fjord, haben sich Spalten von einigen hundert Yards Länge und bis zu 30 Fuß Weite gebildet.

Johnsen.

E. Howe and Wh. Cross: Glacial phenomena of the San Juan Mountains, Colorado. (Bull. Geol. Soc. Am. 17. 251—274. Pls. 25—31. Rochester 1906.)

Das San Juan-Gebirge in Colorado war in der Pleistocänzeit mehrfach vergletschert. Schon 1902 haben SALISBURY und BLACKWELDER das gleiche für das Gebiet der Rocky Mountains durch Studien im Bighorn-Gebirge gezeigt, kürzlich auch CAPPS und LEFFINGWELL durch Beobachtungen im Arkansas-Tal. Im San Juan-Gebirge ist das Eis erst in relativ später Zeit verschwunden; deutliche Spuren früherer Vereisung fand Verf. im Sommer 1904 auf der Nordseite des Gebirges im Uncompahgre-Tal und 1905 auch in den anliegenden Gebieten.

Johnsen.

G. K. Gilbert: Crescentic gouges on glaciated surfaces. (Bull. Geol. Soc. Am. 17. 303—316. Pls. 37—39. Rochester 1906.)

Verf. beobachtete im Granitgebiete der Sierra Nevada verschiedene Gletscherwirkungen an anstehendem Gestein; einmal vertikale Sprünge, die sich quer zur einstigen Eisbewegung hinziehen und gewöhnlich vorn konkav sind; sie entstehen dadurch, daß stellenweise, etwa infolge von Sand, der dem Gletschereise eingelagert ist, stärkere Reibungen auf dem unterlagernden Fels und somit lokale Zug- und Druckwirkungen entstehen. Dann Aushöhlungen, die ebenfalls vorn konkav und bis

1 Fuß breit sind; sie werden durch Geschiebe erzeugt, die gegen die Unterlage gepreßt werden, wobei etwa ein Sandpolster den Druck auf ein kleines Gebiet verteilt. Drittens sind besonders bemerkenswert halbmondförmige Ausmeißelungen, die ebenfalls quer zur Eisbewegung gestreckt sind, aber ihre konvexe Seite fast stets nach vorn gerichtet haben; sie treten im Granit und anderen massigen Gesteinen, aber auch im Sandstein und Kalkstein auf. Ihre Breite variiert von einigen Zoll bis zu 6 Fuß; sie finden sich auf den das Eis abwärtsführenden Hängen der Rundhöcker, zugleich mit Schrammungen und Politur, aber ohne die obigen Erscheinungen; meist liegen sie in Scharen von 6 oder 7 hintereinander. Der vordere Rand ist steil, der hintere dagegen verläuft flach in die umgebende Gesteinsoberfläche; im Profil sieht man die flache Partie sich als Sprung ein Stück unter dem steilen Rand der Höhlung fortsetzen; letzterer entstand also wohl später als jene. Der Druck des Eises und eine lokal gesteigerte Reibung ergibt eine Druckresultante, die gegen die Gesteinsoberfläche hin schräg nach vorne gerichtet ist; durch diese schräge lokale Pressung entsteht ein kegelförmiger Sprung, dessen Spitze nach oben zeigt und dessen Achse parallel der Druckrichtung liegt. Die vordere Hälfte jenes Sprunges liefert bei Absprengung der über ihr liegenden Gesteinspartie die flache Basis der Vertiefung, bei der Absprengung entsteht der steilere, vorn konvexe Rand der Höhlung.

Johnsen.

G. K. Gilbert: Moulin work under glaciers. (Bull. Geol. Soc. Am. 17. 317—320. Pls. 40—42. Rochester 1906.)

Verf. beschreibt aus der Sierra Nevada einige löffelförmige, z. T. von Geschieben erfüllte Höhlen in Schiefer und in Granit des San Joaquin-Canyon, der Tolumne Meadows und des Mokolunne-Canyon und führt dieselben auf pleistocäne Gletschermühlen zurück.

Johnsen.

J. G. Andersson: Solifluction, a component of subaërial denudation. (Journ. of Geol. 14. 91—112. Chicago 1906.)

Nach der neueren Auffassung der amerikanischen Geologen repräsentieren die V-Täler ein ganz frühes Stadium der Talbildung. Im Lauf der Zeit werden die Landrücken zwischen den Hauptstromtälern von sekundären Flußläufen durchschnitten, die Täler verbreitert und die Hänge verflacht. Schließlich werden, wenn die Denudationsprozesse Zeit genug haben, ihr Werk zu vollenden, die Erhöhungen gänzlich aufgezehrt und das Terrain eingeebnet, und das einst tief zerschnittene Gelände geht in eine leicht gewellte Ebene mit breiten, flachen Stromtälern über; das Endstadium dieses Zyklus bildet die „Peneplain“. Diese Theorie stützt sich auf die Voraussetzung, daß Flußerosion nicht einfach linear wirkt, sondern über das ganze Gebiet hin, indem außer den Haupt- und Nebenströmen zahllose kleine Zuflüsse und Rinnsale, durch Regen oder durch

Schneesmelze veranlaßt, an den winzigsten Erhöhungen hinabrieseln und so das ganze Gebiet mit einem außerordentlich dichten Netz überziehen. In den feinsten Ausläufern dieses Systemes wird die Erosion stark unterstützt durch die Gesteinsverwitterung und durch die langsame Bewegung des Verwitterungsgruses, welche an den Abhängen hinabläuft. Diese Solifluktion läßt sich in einzelnen Gebieten Amerikas, Asiens, Skandinaviens, Rußlands etc. verfolgen, wovon sich der Einfluß des Klimas auf den Betrag der Solifluktion ergibt. In den polaren und subpolaren Gebieten spielt, soweit der Boden nicht mit Eis bedeckt ist, Solifluktion eine große Rolle; ebenso in alpinen Gegenden niederer Breite, wo die Fortbewegungsgeschwindigkeit des Verwitterungsmaterials oft einen solchen Grad annimmt, daß sie nur von derjenigen in Wüsten übertroffen wird. Die geologische Bedeutung der Solifluktion ist infolge von deren Unscheinbarkeit vielfach unterschätzt worden. **Johnsen.**

A. C. Lane: The chemical evolution of the ocean. (Journ. of Geol. 14. 221—225. Chicago 1906.)

Nach STERRY HUNT zeigt innerhalb des kanadischen Paläozoikums das Wasser einen um so kleineren Quotienten Na:Cl, je älter die betreffenden Schichten sind.

So findet man auch im Michigan, vom Pennsylvan bis zum Huron hinabgehend, immer kleinere Quotienten und zwar

Na:Cl = 0,586 an der Sohle des Pennsylvan von Portsmouth

Na:Cl = 0,000 im Huron der Vulcan Mine. **Johnsen.**

T. C. Chamberlin: On a possible reversal of deep-sea circulation and its influence on geologic climates. (Journ. of Geol. 14. 363—373. Chicago 1906.)

Die Existenz verschiedener Eiszeiten innerhalb der bekannten geologischen Perioden und andere Tatsachen legen die Vermutung nahe, daß klimatische Oszillationen stattfanden, indem in polaren Gegenden subtropische Temperatur und in niederen Breiten Glazialklima eintreten konnte. Diese klimatischen Schwankungen bewegten sich offenbar innerhalb jener engen Grenzen, die der Möglichkeit organischer Entwicklung entsprechen. Diese Oszillationen werden wohl fraglos vom Ozean in hohem Maße reguliert, da ja nach SCHLOESING's Untersuchungen auch der CO₂-Gehalt der Atmosphäre durch den Ozean geregelt wird, indem nicht nur die freie CO₂ des letzteren, sondern auch das eine CO₂-Molekül seiner Bicarbonate im Gleichgewicht mit der CO₂ der Atmosphäre ist, und die Zusammensetzung der Atmosphäre wird fraglos mit deren Temperatur eng zusammenhängen. Da jedoch die Diffusion von Gasen in Wasser äußerst träge ist, so würde der Übergang von CO₂ vom Ozean zur Atmosphäre viel zu langsam stattfinden, um einen größeren Verbrauch oder

eine größere Aufnahmefähigkeit in gewissen geologischen Perioden ins Gleichgewicht zu bringen, wenn nicht die Diffusion durch ozeanische Zirkulation unterstützt würde. Diese Zirkulation entsteht durch Wind, durch Verdampfung sowie Niederschläge, durch Differenzen im Salzgehalt und schließlich durch Temperaturdifferenzen einschließlich Frost und Tau. Die Berechnung zeigt, daß die Temperaturunterschiede alle anderen Ursachen an Bedeutung übertreffen. Kaltes Wasser füllt daher die größten Tiefen aller Ozeane. In der Mehrzahl der geologischen Perioden herrschte nun in den polaren Gegenden warmes oder subtropisches Klima. Die Kälte und deren das Wasser verdichtende Wirkung spielte dort keine erhebliche Rolle; andererseits zeigen die Salz- und Gipsablagerungen niederer Breiten sich an Glazialperioden geknüpft und lassen auf trockenes Klima schließen. Die starke Verdampfung brachte hier eine Verdichtung des Wassers (infolge zunehmender Konzentration) hervor und so konnte eine Unterströmung von niederen Breiten nach den Polargebieten hin stattfinden, der heutigen Zirkulation entgegengesetzt.

Johnsen.

J. W. Goldthwait: Correlation of the raised beaches on the west side of lake Michigan. (Journ. of Geol. 14. 411—424. Chicago 1906.)

Eine Untersuchung der relativen Höhen von Terrassen und gehobenen Uferlinien an dem westlichen Ufer des Michigansees im östlichen Wisconsin, verbunden mit einigen Messungen des Einfallens derselben, führte zu folgender Gliederung:

Die Algonquinterrassen, 90—95 Fuß über dem Spiegel des Michigan.

Die Nipissingterrassen, an verschiedenen Stellen 14 resp. 20—22 Fuß hoch, weisen auf mit den Hebungen verbundene Kippungen hin [solche Kippungen sind auch an skandinavischen Küstenpartien festgestellt. Ref.].

Die Glauwoodterrassen des Chicagosees sind 60 Fuß hoch, die Calumetterrassen 40 Fuß.

In den südlichen Teilen des Michigansees zeigen die Algonquin- und die Nipissinglinien annähernd horizontalen Verlauf; hier scheinen also seit dem frühesten Stadium keinerlei tektonische Bewegungen stattgefunden zu haben; sollten solche gegenwärtig im Gange sein, so betreffen sie nur das nördliche Gebiet.

Johnsen.

H. Dietzel: Quellenstudien aus der Umgebung von Marburg. Inaug.-Diss. Marburg 1905. 109 p.

Um die Bildung der Quellen voll zu verstehen, bedarf es außer geologisch-tektonischen Studien auch einer Beobachtung ihrer Eigenschaften. Von diesem Gesichtspunkt aus hat Verf. die Quellen der Umgegend von Marburg in Hessen eingehend untersucht. Er erörtert die Beziehungen

zwischen Quellen-, Luft- und Bodentemperatur, den Einfluß, den die Umgebung (Wald oder freies Feld), den die Lage nach der Himmelsrichtung, die orographische Höhe auf die Wärme der Quelle ausübt. Die mittlere Jahrestemperatur der Quelle entspricht zwar im allgemeinen der mittleren Jahrestemperatur der Luft, häufig ist sie aber etwas höher, wenn auch kaum jemals mehr als 2°. Gegenüber der wechsellvollen Kurve der Niederschläge hat die Ergiebigkeitskurve der Quellen einen relativ stetigen Verlauf. Man kann bei den Quellen eine Nährzeit (Juli—Dezember), eine Zeit des Überflusses (Dezember—Juni) und eine Zehrzeit (Juni—August) unterscheiden. Beobachtungen der Wasserhärte geben für ein größeres Gebiet ein Mittel an die Hand, das Wasser verschiedener Formationen zu erkennen. Das Wasser des mittleren Buutsandsteins besitzt z. B. 0,5, das des Zechsteins 7—9 Härtegrade.

Geologisch lassen sich im Untersuchungsgebiet drei Teile unterscheiden: Im Westen das rheinische Schiefergebirge, dann die vom Buutsandstein bedeckte und staffelförmige abgesunkene Randzone desselben, endlich das Amöneburger Becken. Das Schiefergebirge ist reich an kleinen Quellen, das Amöneburger Becken quellenarm, das Randgebiet des ersteren reich an starken, dauernd und kräftig fließenden Quellen. Die Quellen der verschiedenen geologischen Bildungen werden einzeln besprochen, woran sich noch ein Abschnitt über die anthropogeographische Bedeutung der Quellen und des Grundwassers schließt.

Die Arbeit enthält viele interessante Einzelergebnisse, die auf p. 66—70 der Dissertation übersichtlich zusammengestellt sind. Am Schluß sind Tabellen angehängt, die von etwa 200 untersuchten Quellen Lage, Stärke in Sekundenlitern, Härte und Natur der Quellumgebung verzeichnen.

Otto Wilckens.

H. Schardt: Les sources issues de terrains calcaires et leurs qualités comme eau d'alimentation. (Bull. Soc. Neuchâtel. Sc. Nat. 32. 221—242. 1905.)

Verf. bespricht die vom XIII. internationalen Kongreß für Hygiene und Demographie in Brüssel aufgestellten Leitsätze für die Bewertung von Quellen aus rein kalkigen Sammelgebieten. 1. Trinkwasser aus Kalkgebieten muß wegen ungenügender Filtration in den durchlaufenen Gebieten Gegenstand einer besonderen Aufmerksamkeit sein. 2. Der Fassung des Wassers muß eine genaue geologische und bio-chem. Untersuchung vorangehen. 3. Sammelbassin und Fassungsstelle müssen fortlaufend kontrolliert werden. Verf. gibt einen Auszug des schweizerischen Berichtes zu diesem Thema und bespricht die Fälle, wo trotz des prinzipiellen Mißtrauens gegen Quellen mit kalkigem Sammelgebiet ein gutes Trinkwasser erwartet werden kann, wenn z. B. durch Existenz einer Humusdecke über den Kalken oder durch Einlagerungen sandiger Schichten eine gewisse Filtration erreicht wird, oder wenn das Wasser kurz vor seiner Fassung fluvioglaziale Ablagerungen passiert, die eine Reinigung bewirken. Fehlen

in den Sammelgebieten größere Ansiedlungen, so können die Quellen auch ohne Filtrierung genügende Reinheit besitzen, durch ihre Besiedlung aber droht den Städten, die dorthin ihr Wasser beziehen, durch Infektion große Gefahren. Verf. ist der Ansicht, daß in Zukunft die Sammelgebiete unter den Schutz und die Aufsicht der Gesetzgeber gestellt werden müssen.

Welter.

H. Schardt: Note sur l'origine des sources vaclusiennes de la Doux (source de l'Areuse) et de la Noiraigue, canton de Neuchâtel (Suisse). (Bull. Soc. Belge de Géol. Pal. Hydr. 19. 561—570. 1906.)

Durch den Jura des Kantons Neuenburg mit 808 km² Oberfläche streichen vier Antiklinalen als tektonische Leitlinien und bedingen weite Hochflächen aus Kalken des oberen Jura, deren einst oberflächliche Wässer die fortschreitende Erosion in große Tiefen geführt hat. Trotz großer Synklinaldepressionen erhält der Neuenburger See das Wasser von nur zwei Flüssen, der Areuse und des Seyon, mit einem Sammelgebiet von nur 60 km². Der übrige Jura führt sein Wasser unterirdisch in die Areuse oder direkt in den See. 11 % der Oberfläche (davon $\frac{1}{3}$ unterirdisch) beteiligen sich an der Speisung der Flüsse, während in den restlichen 89 % Regen und Schmelzwasser unterirdisch verschwinden. Außer der Quelle La Doux empfängt die Areuse noch zahlreiche weitere auf ihrem Laufe durch das Synklinaltal von Travers und führt zuletzt 25 m³ sec⁻¹. Der Seyon bekommt an seiner Quelle 10 sec⁻¹ und auf seinem weiteren Wege nichts, weil die Wasser von den Kalkflanken des Rugtales sich unter dem Seyon zu einem Wasserlauf vereinigen, der später als die Serrière in den Neuenburger See fließt.

Verf. gibt eine Beschreibung der La Doux-Quelle, deren Wasser, über Argovienmergel gesammelt, im Felszirkus von St. Sulpice zutage treten. In den Synklinalen von La Brevine und Les Verrières fließen drei z. T. unterirdische Bäche in den See von Les Taillères und verschwinden zusammen in einem Trichter im Südosten, der bei Hochwasser nicht alles Wasser faßt und überläuft, manchmal direkt als Quelle auftretend. Der Zusammenhang dieser Flüsse mit der La Doux-Quelle wurde durch Fluoresceinfärbung nachgewiesen, wobei sich ergab, daß ihre Stromgeschwindigkeit der Ergiebigkeit der Quelle direkt proportional war. Das tatsächliche Sammelfeld der Quelle stimmt mit dem aus den geologischen Tatsachen abgeleiteten überein. Aus den gemessenen Regenmengen (130 mm pro anno) berechnet Verf. die gesamte Niederschlagsmenge des Sammelfeldes auf 182 Milliarden Liter im Jahre, wovon 30—40 % für Verluste durch Zurückhalten im Boden und durch Verdampfung abgehen und erhält aus diesen Zahlen die Ergiebigkeit der Quelle

für 60 % absorbierte Niederschläge 3462 l sec⁻¹.

Im trockenen Jahr 1900 wurden 3500 l sec⁻¹ beobachtet, in feuchten Jahren wäre bis zu 4000 l sec⁻¹ zu erwarten. Die an der Quelle beob-

achteten, innerhalb 24 Stunden auftretenden Schwankungen bewegen sich von 300—400 l sec⁻¹ bis zu 40 000 l sec⁻¹, oder wie 1:500.

Für die Quelle von Noiraigue berechnen sich aus denselben Konstanten 1400 l sec⁻¹. Messungen, um diese theoretischen Zahlen zu verifizieren, wurden bislang nicht angestellt.

Welter.

N. H. Darton: The hot springs at Thermopolis, Wyoming. (Journ. of Geol. 14. 194—200. Chicago 1906.)

Am südlichen Ende des Bighorn Basin tritt eine größere heiße Quelle auf; sie liegt nahe bei Thermopolis, das seine Existenz dem therapeutischen Werte des Quellwassers verdankt. Das Wasser fließt über weite von ihm geschaffene Sinter-Terrassen — ähnlich denen des Yellowstone-Nationalparkes — und ergießt sich in den benachbarten Fluß. Die Temperatur beträgt 135° C. Die Analyse des Wassers ergab in Gran pro Gallone: SiO₂ 4,986, Fe₂O₃ + Al₂O₃ 0,227, KCl 10,249, Na₂SO₄ 15,110, MgSO₄ 19,443, CaSO₄ 13,156, CaCO₃ 40,454, NaCl 26,195; Sa. 129,820.

Johnsen.

M. R. Campbell: Rock folds due to weathering. (Journ. of Geol. 14. 718—721. Chicago 1906.)

Verf. beobachtete in dem carbonischen Kohlengebiet von Arkansas Falten in Sandsteinschichten, die von söhligem Schichten überlagert und unterlagert sind; die gefaltete Schicht hat eine Mächtigkeit von einigen Zoll. Frostwirkung, wie sie SARDESON für Falten in Minnesota annahm, erscheint hier in Anbetracht des warmen Klimas ausgeschlossen; wahrscheinlich liegt die Ursache in Verwitterung und einer hiermit verbundenen Ausdehnung des Gesteins.

Johnsen.

M. R. Campbell: Natural Mounds. (Journ. of Geol. 14. 708—717. Chicago 1906.)

Verf. beschreibt natürliche Hügel von San Diego (Kalifornien) sowie von Dardanelle (Arkansas). Dieselben treten einzeln oder in kleinen Gruppen oder in großen Scharen auf und variieren von 10—140 Fuß im Durchmesser und von wenigen Zoll bis 6 Fuß in der Höhe; sie steigen äußerst sanft an. Das Material ist dasjenige der Umgebung, sandiger Ton in Kalifornien und Arkansas, Sand in Texas und Louisiana. Für die Erklärung kommen in Betracht: Menschen, Präriehunde, Ameisen, Fischnester, Gasausströmungen, Wassererosion, Windwirkung u. a. Verf. neigt zu der Ansicht, daß wenigstens ein Teil solcher Hügel Tieren zugeschrieben werden muß, entweder Ameisen oder irgendwelchen kleinen Wühlern. Jedoch müssen die vom Verf. nicht untersuchten Vorkommen von Louisiana, Texas, Missouri, Kansas, Indiana, Arizona, Oregon, Washington, Mexiko und Argentina ebenfalls studiert werden, womöglich durch Freilegung von Profilen.

Johnsen.

Petrographie.

Wh. Cross, J. P. Iddings, L. V. Pirsson, H. S. Washington: The texture of igneous rocks. (Journ. of Geol. 14. 692—707. Chicago 1906.)

Die Verf. zergliedern die „Textur“ der Eruptivgesteine in Kristallinität (Verhältnis von kristallinen und von glasigen Bestandteilen), Körnigkeit (Größe der Kristalle) und Bau (Form und Anordnung der kristallinen und der nicht kristallinen Teile). Für die verschiedenen, unter jene Begriffe zu subsumierenden Ausbildungsformen der Eruptivgesteine werden eine Reihe von neuen Bezeichnungen eingeführt, die zum großen Teil ohne weiteres verständlich sind, wie z. B. „partly cristalline“, „holohyalin“, „centimeter-grained“, „anhedral“, „megaphenocrysts“ etc.; z. T. dagegen bedürfen sie der Definition, wie z. B.:

„perpatic“, d. h.	$\frac{\text{Grundmasse}}{\text{Einsprenglinge}}$	>	$\frac{7}{1}$
„dopatic“, „ „	„	<	$\frac{7}{1} > \frac{5}{3}$
„sempatic“, „ „	„	<	$\frac{5}{3} > \frac{3}{5}$
„dosemic“, „ „	„	<	$\frac{3}{5} > \frac{1}{7}$
„persemic“, „ „	„	<	$\frac{1}{7}$

[Ref. vermag die Notwendigkeit der letzteren Bezeichnungen nicht recht einzusehen, denn 1. erscheint das Verhältnis von Grundmasse zu Einsprenglingen genetisch nicht sehr wesentlich und ist oft nur ungenau anzugeben, 2. ist der Ausdruck $\frac{\text{Grundmasse}}{\text{Einsprenglinge}} = \frac{5}{3}$ ungefähr ebenso kurz als „dopatic to sempatic“ und ruft im Leser die gewünschte Vorstellung direkter und schneller hervor. Vielleicht sollte man es überhaupt möglichst vermeiden, Zahlen durch Worte zu ersetzen.] Johnsen.

W. Freudenberg: Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. (Mitt. d. großh. bad. geol. Landesanst. 5. Heft 1. 1906. 160 p. 1 Karte, 5 Taf.)

Die Basis des Katzenbuckels bildet die Buntsandsteintafel des südöstlichen Odenwaldes vom untersten Tigersandstein bis zum Chirotherien-sandstein, in die nach SALOMON'S Untersuchungen bei Eberbach eine Muschelkalkscholle grabenartig eingeklemmt ist. Ein Beweis für den Zusammenhang dieses Grabens mit der Entstehung des Katzenbuckels, wie sie SALOMON annahm, läßt sich nicht erbringen, jedenfalls ließ sich eine Verwerfung; auf der der Katzenbuckel direkt aufsitzen könnte, nicht feststellen. Dagegen wurde eine jüngere N. 30° O. streichende Verwerfung konstatiert, die den Basalt in gleicher Weise wie den Buntsandstein durchsetzt.

Die Gestalt des Berges ist die eines spitzen Kegels mit zwei Gipfeln, dem eigentlichen Katzenbuckel mit 628,2 m und dem Michelsbuckel mit

586 m Höhe. Seiner Entstehung nach ist er ein typischer Schlot mit einer von Basalt und Tuff erfüllten Röhre, ganz analog den schwäbischen Vulkanembryonen.

Der Tuff bildet eine größere, zusammenhängende Masse auf der Westseite des Berges und sechs kleinere, verstreute Vorkommnisse; er ist im Basalt eingeschlossen und setzt sich aus Brocken von Kopf- bis Sandkorngröße zusammen. Im Dünnschliff unterscheidet man in den feinkörnigen Partien des Tuffes hellgrüne Schiefertonfragmente und dunkelgrüne amorphe Körnchen von Glaslapilli. Beide sind durch ein monoklines zeolithisches Bindemittel verkittet. Zuweilen zeigen die rundlichen Glaslapilli durch Spannung hervorgerufene Doppelbrechung; ausgeschieden sind in ihnen Kristalle von Apatit und Ilmenit, letzterer mit Leukoxenumwandlung. Die Schieferfragmente gehören den Horizonten des Posidonienschiefers bis zum *Opalinus*-Ton an. Nimmt man für den Katzenbuckel, analog mit den übrigen Odenwälder Basalten, miocänes Alter an, so muß zu seiner Entstehungszeit noch die ganze Schichtenserie bis zum braunen, vielleicht sogar bis zum weißen Jura über der heutigen Buntsandsteinhochfläche vorhanden gewesen sein.

Von dem Areal der Katzenbuckelkuppe entfallen ca. $\frac{9}{10}$ auf Nephelinbasalt, $\frac{1}{10}$ auf Shonkinit.

A. Nephelinbasalt. Magnetiteinsprenglinge meist ziemlich regelmäßig verteilt, spärlicher solche von Ilmenit. Beide finden sich häufig orientiert verwachsen derart, daß nach LATTERMANN'S Untersuchungen Täfelchen von Ilmenit auf den Oktaederflächen des Magnetits liegen und mit diesen wechsellagern. Durch Resorption wird der Magnetit unter Bildung von Glimmer umgewandelt. Deutlichere tafelförmige Einsprenglinge bildet der Augit, dessen Kristalle bis $2\frac{1}{2}$ cm Länge erreichen; Nephelin als Einsprengling ist im eigentlichen Basalt selten, dagegen in scharfen Kristallen in der Grundmasse vorhanden; Apatit wird oft mit bloßem Auge als fettglänzende bis über 2 mm lange Nadeln sichtbar. Ferner treten als porphyrische Gemengteile Nosean in kleinen, nicht über $\frac{1}{2}$ mm großen Kristallen und Olivin auf. Die gleichen Mineralien, mit Ausnahme des Olivin, Nosean und Apatit finden sich auch in der Grundmasse, es treten hinzu: Glimmer, Hornblende und Sanidin.

Auffallend verschieden von den Einsprenglingen ist der in winzigen Mikrolithen auftretende Pyroxen der Grundmasse. Es ist ein Ägirinaugit von grüner Farbe mit $c : c = 52^\circ$ und darüber. Sanidin bildet einen wesentlichen Gemengteil des Nephelinbasalts, er bildet über 10 mm lange spiegelnde Leisten, trotzdem wird man ihn nicht zu den porphyrischen Gemengteilen rechnen dürfen, da er Nephelin, Augit und Magnetit der Grundmasse umschließt, er wird von feinsten Röhrechen durchschwärmt, die nach LATTERMANN'S Untersuchungen mit Flüssigkeit erfüllt waren.

Die Hornblende gehört in die Gruppe des Katophorits mit den Achsenfarben: $a =$ strohgelb, $c =$ hellgelb bis gelblicholiv, $b = \beta =$ tiefrotbraun bis braunviolett, $c : c = 15-25^\circ$. Da sie sich zwischen den Leisten des Feldspats ansiedelt, muß sie sehr jugendlichen Alters sein. Von geringer

Bedeutung ist der Glimmer im Gegensatz zu seinem Auftreten in den grobkörnigen Gesteinen des Katzenbuckels.

Als Normaltypus wäre nach dem Vorgange von COHEN und LATTERMANN das Gestein vom eigentlichen Gipfel zu bezeichnen, eine Felsart von mittlerem bis feinem Korn, grauschwarzer Farbe, undeutlich porphyrischem Charakter und unebenem Bruch. Das Korn der Grundmasse nähert sich dem der Magnetiteinsprenglinge. Zunächst fallen die spiegelnden Sanidine ins Auge, auch mattgraue Nephelinkriställchen sind mit bloßem Auge erkennbar; die übrigen Gemengteile sind mikroskopisch klein. Das spezifische Gewicht wurde von LATTERMANN zu 2,925 bestimmt.

Hiervon unterscheidet sich der Basalt vom Fuß des Gaffsteins durch größeren Reichtum an dunklen Gemengteilen; sein spezifisches Gewicht ist höher = 2,941 nach LATTERMANN, sein Korn feiner. Als die in größerer Menge vorhandenen dunklen Gemengteile ergeben sich Augit und Magnetit. Das feinkörnige Gemenge wird von Äderchen aus gelblichem bis olivengrünem Glas durchzogen, in dem farblose kleine Nepheline, sowie von den Seiten aus anschließende Augitnadeln auskristallisieren; ein weiteres in diesen Äderchen auftretendes Mineral dürfte vielleicht Leucit sein. Der „porphyrtige Nephelinit“ ROSENBUSCH's ist dem Normalgestein chemisch recht ähnlich, sein Name wird durch porphyrisch hervortretende angewitterte Nepheline (oder Noseane?) von ca. $\frac{1}{2}$ mm Größe gerechtfertigt, während die Augiteinsprenglinge völlig in ihm verschwinden.

Aus den Analysen der besprochenen Gesteine ist die Übersättigung mit Alkalien hervorzuheben. Auf der Ostseite des Berges finden sich sanidinreiche Varietäten. Der Pyroxen der Grundmasse steht dem Ägirin nahe. Andererseits findet sich ein nephelinreiches Extrem am nordwestlichen Abhang. Hier tritt der Sanidin gegenüber dem in Natrolith umgewandelten Nephelin sehr zurück; den Hauptbestand der Grundmasse bilden die Augitmikrolithe. Schließlich findet sich ein glasiger Nephelinbasalt in einer randlichen Partie auf der Nordseite des Kegels; seine Farbe ist tiefschwarz, der Glanz fettig. Nur mikroporphyrische Ausscheidungen von sammetschwarzem Nosean, Apatit, oktaedrisches Erz und Olivin treten auf. Von den Gemengteilen der Grundmasse sind nur Augitmikrolithe, Magnetit und Nephelin in winzigsten Individuen ausgeschieden.

Sekundäre Neubildungen: Natrolith, Granat, Magnetit, Chabasit.

B. Die Ganggefölgenschaft des Nephelinbasalts. Das gangförmige Auftreten läßt sich entweder direkt beobachten oder die Struktur, und das Fehlen von Übergängen zum Basalt stellen die Gangnatur außer Zweifel.

1. Basaltoide und noseanitähnliche Nephelinaugitporphyre. Die ersteren finden sich nur in der Nähe des Shonkinits am Michelsberg, oft auch als angeschmolzene Einschlüsse in diesem; ihre Farbe ist tiefschwarz, in unfrischem Zustande schokoladenbraun; porphyrisch tritt fleischroter Nephelin oft nach (10 $\bar{1}$ 1) und (33 $\bar{5}$) verzwillingt und große schwarze Augitkristalle auf. Die vom Shonkinit ausgehende Kontaktwirkung macht sich in einer teilweisen Auflösung der großen Pyroxen-

kristalle und Wiederauskristallisation in Mikrolithenform, Glimmerneubildung und Einwanderung von Apatit bemerkbar. Der noseanitähnliche Typus dagegen steht den Tinguaitporphyren nahe, doch führen sie statt des Glimmers Augit. Die Grundmasse zeigt ein feines Aggregat von moosförmigem Ägirin mit zeolithisiertem Nephelin und Feldspat (?). Neben dem Augit treten Einsprenglinge von Nephelin, Erz und rostbraune Flecken von zersetztem Olivin, Apatit und Nosean hervor. Anstehend wurde das Gestein in kompakter Masse längs einer NS. verlaufenden Linie an der Westseite des Katzenbuckels gefunden. Direkt als Noseanit wäre ein Gestein genau südlich vom Turm zwischen der 480 und 490 m-Kurve zu bezeichnen.

2. Nephelenglimmerporphyre. Auch hier kann man einen sanidinführenden (phonolithoiden) und einen basischen, leucit- und glimmerreichen Typus unterscheiden, die aber ineinander übergehen, indem die oberen Partien sowie das Salband der tieferen Niveaus sanidin- und ägirinreich, die Mitte und besonders die tieferen Lagen des Ganges reich an Glimmer sind. In diesen Gesteinen wurden Pseudomorphosen von Analcim nach Nephelin gefunden. Als Einsprenglinge treten neben dem Nephelin säulenförmige Kristalle von blutrotem Glimmer auf, die zum Anomit zu stellen sind. Die Grundmasse besteht wesentlich aus Glimmer der zweiten Generation in feinen sechsseitigen Blättchen, aus Ikositetraedern von Leucit und gelblichbrauner Glasmasse.

C. Der Shonkinit des Michelsberges (Nephelindolerit der älteren Autoren). Ein Tiefengestein, das in den älteren Nephelinbasalt eingedrungen ist, und ihn z. T. angeschmolzen hat; sein Auftreten ist stockförmig. Am Eingang in den Gemeindesteinbruch sieht man die pseudobrookitführende Varietät des Shonkinit von grobkörniger Struktur und bunten Farben, dann folgt normaler Shonkinit mit Shonkinitporphyrgängen, deren Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis zu 2 m schwankt, dann wiederum ein größerer Komplex von frischem dunkelfarbigem Shonkinit mit deutlichen olivinreichen Schlieren und am äußersten Ende des Bruches setzt ein Nephelenglimmerporphyr (Glimmertinguaitporphyr) durch den Shonkinit.

Normale Gemengteile: Augit, Nephelin, Erze und Sanidin, akzessorische: Olivin, Glimmer oder Hornblende, Augit und Hornblende.

Der Augit ist in verschiedenen Spezies vertreten, einem diopsidischen Pyroxen in zwei Varietäten, einer graugrünen und einer weingelben, sowie einem dem Ägirin nahestehenden Ägirinaugit. Meist sind die Pyroxenkristalle zonar aufgebaut und es macht sich von der Mitte zum Rande hin ein Zunehmen der Doppelbrechung und des Pleochroismus bemerkbar. Vielfach sind die diopsidischen Pyroxene von Ägirinaugitschalen umhüllt, die sich dann scharf vom Kern abheben. Beim Übergang vom Diopsid zum Ägirin findet eine Änderung des optischen Charakters statt, indem der Achsenwinkel um etwa 34° wächst. Spezifisches Gewicht des graugrünen Augits 3,227; Zusammensetzung nach LATTERMANN: SiO_2 52,57, TiO_2 2,18, F_2O_3 5,86, Al_2O_3 1,33, FeO 3,23, MnO 0,15, MgO 12,36, CaO 18,49, Na_2O 3,80, K_2O 1,03; Sa. 101,00. Daraus berechnen sich: 33,02 Mol.

Diopsid $\text{Ca O (Mg O + Fe O) 2 Si O}_2$, 9,92 Mol. Ägirin, $\text{Na Fe}^{\text{III}} \text{Si}_2 \text{O}_6$, 2,26 Mol. $\text{Na}_2 \text{Fe}^{\text{II}} \text{Si}_2 \text{O}_6$, so daß ein eisenreicher Diopsid mit nicht unbeträchtlichen Mengen des Ägirinmoleküls vorliegt.

Die Hornblende gehört zu den Katophoriten, ihr Pleochroismus ist der gleiche wie in den Nephelinbasalten: a blaßbräunlichgelb, c gelblichgrün bis olivengrün b = b schokoladenbraun bis braunviolett. Sie ist gleichfalls zonar gebaut. Die Ebene der optischen Achsen liegt oft im Klinopinakoid, nach dem Rande hin finden jedoch Übergänge in eine gleichfalls katophoritische Hornblende mit normalsymmetrischer Lage der Achsenebene statt, welche auf 010 größere Schiefe und geringere Doppelbrechung besitzt¹. Die letzte Mineralausscheidung des Shonkinits besteht im wesentlichen in der Kristallisation des Sanidins, teilweise begleitet von der Bildung des Ägirins und der Hornblende mit normalsymmetrischer Achsenlage.

Verf. unterscheidet: 1. Normaltypus aus dem Gemeindesteinbruch: Ein grauschwarzes, hornblendereiches Gestein mit großen Augiten und von granitoidem Habitus, in dem der Glimmer fast ganz durch Hornblende verdrängt wird. 2. Schwarzes, völlig hypidiomorphes, glimmerreiches Gestein, in mächtigen Blöcken vom Nordabhang des Michelberges. Sanidin ist in geringerer Menge vorhanden und im Gegensatz zum Normaltypus wird die Hornblende durch den Glimmer verdrängt; dieser ist als Anomit und Meroxen vorhanden, und zwar werden die scharfen Kristalle des Anomit von lappigem Meroxen umrandet bei gleicher Orientierung. 3. Der von ROSENBUSCH aufgestellte „doleritische Nephelinit“ und 4. das pseudobrookitführende, grobkörnige Gestein. Diesen hatte LATTERMANN seinerzeit untersucht und analysiert; er steht in kompakten Massen am Eingang in den „Gemeindesteinbruch“ an und geht allmählich in die dichteren, porphyrartigen Abarten des normalen Gesteins über. Diese Varietät ist als ein, vielleicht unter Einwirkung von Fumarolen entstandenes Umwandlungsprodukt aufzufassen. Das Gestein nimmt gelblichrote Farbe an, die Nepheline und Noseane färben sich rot, und letztere fallen der Zeolithisierung anheim; auch der graugrüne Augit nimmt gelbe Farbe an, und zwar wie die Analysen von LATTERMANN zeigen durch Oxydation des Eisenoxyduls. In gleicher Weise bildet sich aus dem Ilmenit durch Oxydation der Pseudebrookit.

Aus einer feinkörnigen Varietät aus den tieferen Teilen des Gemeindesteinbruches mit stark zurücktretendem Glimmer und Amphibol ist die Umwandlung des Apatites in ein Mineral von gleicher optischer Orientierung und vollkommener basaler Spaltbarkeit, vermutlich Dahllit zu erwähnen.

Faßt man die Analysen dieser verschiedenen Varietäten des Shonkinits zusammen und stellt sie den Basaltanalysen entgegen, so ergibt sich bei letzteren ein höherer Gehalt an Alkalien und Kieselsäure, während im Shonkinit Tonerde und Magnesia reicher sind als im Basalt.

¹ Näheres siehe ROSENBUSCH, Mikroskop. Phys. I. 2. 1905. p. 247.

Schlieren. Bemerkenswert ist eine syenitische Schliere, die als Grenzfazies gegen den Nephelinbasalt auftritt; sie zeichnet sich durch den Reichtum an Feldspäten aus, die senkrecht zum Salband stehen und hier zu den ältesten Ausscheidungen gehören. Die Analyse ergab: SiO_2 52,53, TiO_2 1,92, Al_2O_3 17,11, Fe_2O_3 6,96, FeO 1,70, MnO 0,31, MgO 2,10, CaO 3,10, Na_2O 3,58, K_2O 7,85, H_2O (hygr.) 0,41, H_2O (chem.) 2,48, P_2O_5 Spur, SO_3 0,41, Cl Spur; Sa. 100,46; spez. Gew. 2,661. Das entspricht der OSANN'schen Formel: $s = 65,6$, $A = 10,5$, $C = 1,5$, $F = 16$, $a = 7,5$, $c = 1,1$, $f = 11,4$, $n = 3,9$; Reihe δ .

Sehr nahe kommt dieser Fazies ein Einschluß von Augitsyenit aus dem Shonkinit: SiO_2 57,76, TiO_2 1,08, Al_2O_3 17,03, Fe_2O_3 2,05, FeO 2,39, MnO Spur, MgO 2,27, CaO 4,16, Na_2O 4,24, K_2O 7,13, H_2O (hygr.) 0,42, H_2O (chem.) 0,62, P_2O_5 0,47; Sa. 99,62; spez. Gew. 2,678—2694. Graue, nephelinreiche Schlieren waren im Shonkinit des Gemeindesteinbruches zu beobachten; die großen Augiteinsprenglinge verschwinden und idiomorpher Nephelin wird herrschender Gemengteil. LATTERMANN fand: SiO_2 40,74, TiO_2 3,21, Al_2O_3 18,52, Fe_2O_3 3,66, FeO 6,07, MgO 3,83, CaO 5,61, Na_2O 9,83, K_2O 4,71, H_2O 1,46, P_2O_5 1,61; Sa. 99,25; spez. Gew. 2,83. Daraus folgt: $s = 52,40$, $A = 14,99$, $C = 0$, $F = 17,84$, $a = 9,13$, $c = 0$, $f = 10,87$, $n = 7,7$; Reihe α .

An der Nordwand des Gemeindebruches wurde im Shonkinit eine feinkörnige Schliere mit deutlich porphyrischer Struktur beobachtet. Auffallend ist die schlierige Anreicherung an Olivin, der weniger regellos im Gestein zerstreut liegt, als vielmehr eingebettet in den großen Augiteinsprenglingen. SiO_2 43,03, TiO_2 3,84, Al_2O_3 13,27, Fe_2O_3 8,10, FeO 5,23, MnO 0,11, MgO 7,39, CaO 3,47, Na_2O 4,65, K_2O 4,54, H_2O 6,03, P_2O_5 0,64, SO_3 , Cl und CO_2 in Spuren; Sa. 100,30; spez. Gew. 2,727. OSANN'sche Formel: $s = 52,2$, $A = 8,7$, $C = 0,6$, $F = 29,1$, $a = 4,6$, $c = 0,3$, $f = 15,1$, $n = 6,1$; Reihe β . Es nimmt der Olivin also ca. 28,4 Molekularprocente in Anspruch.

Theralith findet sich im Gebiet des Shonkinits auf der Höhe des Michelsberges in losen Blöcken. Er ist jünger als Shonkinit. Der Nephelin wird durch den Plagioklas fast ganz verdrängt. Dieser ist zonar gebaut, indem bisweilen den Anorthitkern eine Hülle von Labrador umgibt; in der Regel besteht jedoch die Hülle aus Sanidin, und zwar nicht regelmäßig zonar, sondern erst nach weitgehender Korrosion der Plagioklaszentren. SiO_2 51,03, TiO_2 0,85, Al_2O_3 13,15, Fe_2O_3 4,34, FeO 1,59, MnO 0,26, MgO 6,44, CaO 14,10, Na_2O 3,06, K_2O 2,24, H_2O 1,17, P_2O_5 0,19, Cl in Spuren, Fe_7S_8 1,97; Sa. 100,39; spez. Gew. 2,951—2,997. OSANN'sche Formel: $s = 57,2$, $A = 4$, $C = 4,7$, $F = 26,5$, $a = 2,27$, $c = 2,67$, $f = 15,06$, $n = 6$; Reihe β .

D. Ganggefölgenschaft des Shonkinits.

Shonkinitporphyr, chemisch und mineralogisch nur wenig vom Shonkinit verschieden. Gänge im Gemeindesteinbruch. SiO_2 40,19, TiO_2 3,21, Al_2O_3 16,03, Fe_2O_3 6,77, FeO 4,11, MnO 0,63, MgO 4,27, CaO 5,77, SrO 0,21, Na_2O 6,12, K_2O 4,01, H_2O 5,26, P_2O_5 2,32, SO_2 0,34, Cl und

Fl in Spuren; Sa. 99,24; spez. Gew. 2,713—2,776. Der petrographische Charakter des Gesteins nähert sich dem der Tinguaite.

Nephelenglimmerporphyre. Grobkörnige Art: SiO₂ 45,22, TiO₂ 2,10, Al₂O₃ 19,09, Fe₂O₃ 5,77, FeO 2,20, MnO 0,41, MgO 2,50, CaO 2,62, Na₂O 10,33, K₂O 3,91, H₂O 5,06, P₂O₅ 1,03, SrO und Cl in Spuren, F 0,09, SO₃ 0,45; Sa. 100,78; spez. Gew. 2,623. Die feinkörnige Varietät tritt gangförmig sowohl im Shonkinit, wie im Nephelinbasalt auf. Im Gemeindesteinbruch wird dieser Porphyr in seinen höheren Teilen durch 1—2 mm breite Trümer von dichtem Tinguait durchsetzt, er ist also älter wie diese. Eigentümlich ist diesen Nephelenglimmerporphyren der hohe Tonerdegehalt und die beträchtliche Menge des Natriums; OSANN bezeichnet sie als „Katzenbuckelit“. Seine Formel für zwei Analysen wäre: I. s = 57,06, A = 17,63, C = 0, F = 7,68, a = 13,9, c = 0, f = 61, n = 7,54; Reihe α. II. s = 56,81, A = 17,77, C = 0, F = 7,66, a = 14, c = 0, f = 6, n = 7,51; Reihe α.

Die Tinguait bilden nur schmale Gänge mit einer Maximalweite von 20—30 cm, meist aber nicht mächtiger als 5 cm und bis zu den feinsten Äderchen heruntergehend. Die Struktur ist sehr dicht, ähnlich der der Porphyrgrundmassen, ihre Farbe meist dunkelgraugrün. I. Dunkelgrüner Tinguait aus dem Gemeindesteinbruch; II. nephelinarmer Ägirintinguait von der Höhe des Michelsberges; III. rötlichgrauer, nephelinarmer Tinguait am Nordabhang des Michelsberges; IV. dunkelfarbiger Hornblendetinguait aus dem glimmerarmen Shonkinit des Gemeindesteinbruchs, deren Hornblende normalsymmetrische Lage der Achsenebene zeigt; V. Glimmertinguait, dessen Anstehendes nicht bekannt ist.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ₂	48,45	54,71	54,98	53,23	50,33
Ti O ₂	1,96	2,78	2,82	2,27	2,53
Al ₂ O ₃	11,80	11,39	13,28	13,81	16,40
Fe ₂ O ₃	9,15	13,67	10,60	7,11	5,48
Fe O	0,96	0,48	0,39	2,30	3,11
Mn O	0,20	Spur	0,37	0,28	0,33
Mg O	4,00	1,70	1,80	1,88	2,64
Ca O	5,59	1,82	1,55	2,35	3,49
Na ₂ O	4,18	6,54	5,46	6,16	6,15
K ₂ O	7,05	5,42	6,32	6,67	6,07
H ₂ O	3,02	0,90	1,78	3,81	2,69
P ₂ O ₅	3,76	—	0,65	0,34	0,75
SO ₃	0,20	—	—	0,21	—
Cl	Spur	Spur	0,06	Spur	Spur
H ₂ O	—	0,73	—	—	—
Fe S ₂	—	—	—	—	0,16
Sr O	—	—	—	—	Spur
Sa.	100,32	100,14	100,06	100,42	100,13
Spez. Gew.	2,759	2,70	2,75	2,66	2,615

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
I.	65,4	11	0	15,3	8,4	0	11,6	4,6	γ
II.	68,2	11,7	0	10,8	10,4	0	9,6	6,5	β
III.	69,4	11,3	0	11	10,2	0	9,8	5,7	β
IV.	66,53	12,2	0	10	11	0	9	5,8	β
V.	62,8	11,8	0	15,6	8,6	0	11,4	6,1	β

Die Zahl der SiO_2 -Moleküle beträgt bei dem Tiefengestein, dem Shonkinit ca. 42, bei den Porphyren 55, bei den Tinguaiten dagegen, den jüngsten Gesteinen des Katzenbuckels, ist sie ca. 65. MgO wiegt über CaO vor und das Diopsidmolekül ist fast ganz durch das Ägirinmolekül ersetzt. Wesentlich nur durch die Struktur unterscheiden sich von diesen Tinguaiten die Pegmatite des Shonkinits; sie lassen sich als grobkörnige Gemenge von Sanidin, Glimmer oder Hornblende mit Ägirin, Nosean und Erz definieren.

Der Shonkinit hat den Nephelinbasalt am Kontakt verändert, weniger durch normale Kontaktmetamorphose, als durch pneumatolytische Einwirkungen, die sich namentlich von Spalten und Rissen aus vollziehen. Der Basalt nimmt hellgelbe Farbe an, das Gefüge wird dicht und es findet eine Umkristallisation mit stofflicher Zuführung statt. Als pneumatolytische Produkte sind zu betrachten: Apatit, Magnetit, Glimmer, Titanit, Pyroxen, Nosean, Pseudobrookit und Melanit. Diese Mineralien scheiden sich zunächst auf Spalten ab, von denen ausgehend eine Strukturänderung im Basalt Platz greift in der Art, daß die scharfbegrenzten Augitmikrolithen der basaltischen Grundmasse durch grünliche Körner von Ägirinaugit ersetzt werden; die größeren diopsidischen Einsprenglinge bersten und lösen sich auf, um sich in Form grüner Körnchen wieder auszuschcheiden und statt der feinsten Nepheline und Noseane finden sich rundliche Zeolithanhäufungen. Der Titangehalt der Erze scheidet sich als Titanit aus oder führt zur Bildung von Pseudobrookit. Die Struktur geht in Hornfelsstruktur über. Neben diesen Umkristallisationen haben auch direkt Umschmelzungen stattgefunden, deren Produkte dunkelgraugrüne bis bräunlichgrüne Farbe zeigen.

Eigentümliche begleitende Bestandmassen finden sich noch außerhalb der Grenzen des Shonkinitstocks zwischen Basalt und grobkörnigem Gestein eingeschaltet. Die Verbandsverhältnisse konnten nicht festgelegt werden, da es sich meist um lose Blöcke handelt. Einmal sind dies rotbraune Massen, die sich im wesentlichen aus Glimmer und Apatit aufbauen und gleichfalls als pneumatolytische Umwandlungsprodukte aufzufassen sind. Das andere Gestein bildet hellfarbige aplitische Adern in den Glimmerapatitmassen und besteht vorwiegend aus „optisch einachsigen Sanidin“, der nach a gestreckt, quadratisches System vortäuscht. SiO_2 43,60, TiO_2 5,19, Al_2O_3 11,95, Fe_2O_3 3,79, FeO 2,30, MnO 0,20, MgO 0,75, CaO 11,11, Na_2O 0,80, K_2O 10,21, H_2O (chem.) 2,27, H_2O (hydr.) 0,35, P_2O_5 8,36, Cl 0,05, CO_2 Spuren; Sa. 100,93. 67% Sanidin, 23% Apatit, 11% Ilmenit.

Als Einschlüsse im Shonkinit fanden sich z. T. stark verändert: Quarzite, Hornfelse und Granite, ferner als endogene Einschlüsse: Nephelinbasalt und Augitsyenit.

Die Analyse eines stark veränderten Graniteinschlusses ergab: SiO_2 73,13, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 14,35, MnO Spur, MgO 0,19, CaO 1,03, Na_2O 3,23, K_2O 7,13, H_2O 0,68, P_2O_5 Spur; Sa. 99,74; spez. Gew. 2,572—2,587. Die Graniteinschlüsse treten nicht in direkte Berührung mit dem normalen Shonkinit, sondern sind durch Resorptionszonen von ihm getrennt.

Hans Philipp.

B. Granigg: Geologische und petrographische Untersuchungen im Ober-Mölltal in Kärnten. (Jahrb. geol. Reichsanst. 56. 367—404. 1 Taf. 1906.)

Nach einer kurzen Einleitung und einer topographischen Übersicht über das auf dem nordöstlichen Gehänge des isoklinalen Mölltales vom Pasterzenkeese bis zum Zirknitztal, das bei Döllach mündet, sich erstreckenden Arbeitsgebietes gibt Verf. die Beschreibung der hauptsächlichsten Gesteine des Gebietes, wobei ein Serpentinvorkommen gesondert betrachtet wird.

Als unterstes Glied der Serie tritt der Granit des Sonnblickkernes auf. Der Feldspat desselben ist wesentlich Mikroklin, Kalknatronfeldspate (Albit und Andesit) treten nur in geringem Maße als perthitische Einlagerungen auf. Biotit ist dunkler Gemengteil; weißer Glimmer tritt in geringerer Menge auf. Dieser Granit geht allmählich in einen flaserigen Gneis über, dessen Fallen nach Stunde 14—16 vom Liegenden zum Hangenden zunimmt und 25° erreicht. Mineralogisch ist er fast gleich zusammengesetzt wie der Granit, nur nimmt gegen das Hangende zu der Feldspat ab und der Mikroklin wird z. T. durch Albit und Andesin ersetzt. Dabei wird er dünnplattiger und feiner geschiefert.

In den höheren Horizonten dieses Schichtenkomplexes treten dünne Bänke eines an Biotit reichen Amphibolites auf, dessen wesentlichste Bestandteile Aktinolith, Biotit und Albit sind. Durchbrochen werden diese Gesteine von Quarz- und Aplitgängen, letztere durchsetzen auch den Granit. Das Zirknitztal erreicht die Hangendgrenze des Gneises bei 1500 m Höhe, ca. 2 km nach der Vereinigung der großen und kleinen Zirknitz. Verf. betont, daß es sich nicht entscheiden läßt, ob in dem Gneis metamorphe Glieder der mit dem Granit in Kontakt gestandenen Schichten enthalten sind oder nicht.

Auf diesen Gneis folgt ein Glimmerschiefer (Glimmer ist weißer Glimmer, neben Chlorit [Pennin]), der stellenweise reich an Granat, stellenweise aber äußerst reich an Epidot ist, so daß letzterer über die übrigen Gemengteile vorherrscht. In den höheren Horizonten tritt Calcit in zunehmenden Mengen bis zur Bildung von Kalkglimmerschiefern (als seltener Nebengemengteil Chloritoid) auf. Auf diesen Glimmer- (resp. Kalkglimmer-) schiefer folgt ein schön gebankter, wesentlich aus Quarz und weißem Glimmer

(unter demselben tritt auch Fuchsit auf) bestehender Quarzschiefer, dessen Fallen 32° nach hora 15—16 ist. Dieser Quarzschiefer wird von kleinen, aus Orthoklas, viel Turmalin und wenig Quarz bestehenden Pegmatitgängen durchbrochen. In den Quarzschiefern treten zwei Kalkniveaus auf, deren oberes ca. 25 m mächtig ist, Calcit in zwei Generationen (große Platten und kleine eckige Körner) mit wenig Muscovit, Quarz, Sphen, Zoisit und Erzen zeigt. In manchen Bezirken der weißen Wand ist er reich an Tremolit. Ober dieser Kalkbank folgt eine nur wenig mächtige Schicht von Quarzschiefern, eine Bank von Granat-Glimmerschiefern und dann der Serpentin, der weiter unten besprochen wird.

Auf den Serpentin folgt der obere Kalkglimmerschieferzug, der den Abschluß gegen das Mölltal zu bildet. Das Fallen desselben steigt bis zu 60° in der gleichen Richtung (hora 14—16) an, meist überschreitet es 40° . Sie ziehen vom Kulmerkogl bei Döllach über die „Mitte“ ins Mölltal, setzen aufs rechte Ufer über und ziehen dann über den Kreuzkopf in die Redschitz. Im wesentlichen bestehen sie aus großen Calcitplatten, weißem Glimmer und rundlichen Quarzkörnern. In geringerer Menge ist stets vorhanden Turmalin, Zoisit, Pyrit und Kohlenstoffhäutchen. In diesen Kalkglimmerschiefern sind eingelagert: 1. Quarz in Form von Schnüren, Linsen und dünnen Bänken, z. T. Kiese führend, was Ursache zu Bergbauversuchen gab; 2. Amphibolit in Bänken von mehreren Metern Mächtigkeit, mit dünnen Zwischenlagern von Kalkglimmerschiefer. Bald ist er grobkörnig, bald schieferig. Erstere Varietät, namentlich bei „Neun Brünns“ im Zirknitztal gut entwickelt, besteht aus Amphibol, der z. T. in Klinochlor umgewandelt ist, Epidot, Albit, Magnetit (in schönen (111)), und Sphen, Apatit, Granat, Calcit. Die schieferige Varietät ist namentlich am Nordwestgehänge des Kulmerkogels gut entwickelt und besteht aus blaugrünem Amphibol (Auslöschung 15° auf 010, optische Achsenebene // 010), dunkelgrünem Biotit, hellem Glimmer, Chlorit, Albit und Quarz. Epidot und Pyrit sind häufig, Calcit tritt in sehr wechselnden Mengen auf, an den Übergangsstellen überwiegt er die übrigen Gemengteile.

Eine besonders eingehende Behandlung erfährt der Serpentinzug und seine Kontaktverhältnisse. Dieser Serpentin bildet einen ca. 300 m mächtigen, zwischen Quarzschiefer und Kalkglimmerschiefer konkordant eingeschalteten Komplex, der aber kleine Apophysen ins Hangende und Liegende entsendet¹ und, obgleich teilweise von Schutt bedeckt, auf eine Länge von 8 km verfolgt werden kann (vom Kulmerkogel am linken Möllufer, dann vom Jungfernsprung bis Zlapp bei Heiligenblut am rechten Ufer). Verf. bezeichnet das Vorkommen als Lagergang.

Nordwestlich von Heiligenblut in den Bergkämmen auf beiden Seiten des Guttales, am Brennkogelkees etc. aber tritt er mehr in Formen auf, die auf eine stockförmige Gestalt schließen lassen, er keilt häufig aus oder bildet den Kern von Antiklinalen des Kalkglimmerschiefers. Die

¹ Ref. ist der Ansicht, daß auf derlei Apophysen nicht immer großes Gewicht gelegt werden sollte.

Vorkommen werden am besten an der der Originalarbeit eingefügten Kartenskizze studiert, statt hier ausführlich beschrieben zu werden. Der Serpentin besitzt blaugrüne Farbe, ist massig und zeigt an manchen Vorkommen auffallend starken Magnetismus, so an der Gebirgsrippe vom Hochtör über den Margaretenkopf, welcher Zug nach dem Verf. einem einheitlich orientierten Magnete vergleichbar sein soll (Südpol am geographischen Südpole des Vorkommens). Das Vorkommen von Zirknitz bis Zlapp entbehrt des Magnetismus.

Es folgt nun die mikroskopische Beschreibung des Serpentin. Der wesentlichste Bestandteil ist Antigorit ($\gamma - \alpha = 0,004 - 0,006$, α spitze Bisektrix, 2E sehr klein. Spaltbarkeit nach zwei aufeinander \perp Richtungen). Im Antigorit tritt Diopsid bald in größeren, gut erhaltenen Platten (auch makroskopisch hervortretend), bald in Körnern auf. Auslöschung 37° ($c : \gamma$). $\gamma - \alpha = 0,028 - 0,029$, $\gamma - \beta = 0,007$, 2E groß¹; es zeigt untereinander \perp , mit den Spaltrissen 45° bildende stabförmige opake Einschlüsse (Lage gegen c nicht angegeben). Ferner tritt im Serpentin Tremolit ($\gamma - \alpha$ 0,028, $\gamma - \beta$ 0,013, α soll spitze Bisektrix sein [!]. 2V nahe 90°) auf, der aber häufig in Carbonate umgewandelt ist, letztere finden sich nesterförmig auch in schönen, gelben Rhomboedern (Breunerit). Als sekundäre Bildungen treten Magnetit, Talk, Chlorit und Asbest (Serpentinasbest am rechten Guttalfer) auf, auch edler Serpentin in kleinen Mengen am Brettersee. Die Analyse s. w. unten. Bei der Besprechung der Struktur des Serpentin wird zunächst auf die Arbeiten von v. DRASCHE², HUSSAK³, BECKE⁴ und WEINSCHENK⁵ verwiesen. Anknüpfend an die Beobachtung, daß Antigoritindividuen den Diopsid häufig durchsetzen, und zwar quer durch die Spaltrisse gehen, möchte sich Verf. der Ansicht WEINSCHENK's anschließen und für den Antigorit wenigstens z. T. primäre Entstehung annehmen.

Nun folgt eine Beschreibung einiger Kontaktstellen, von welchen hier nur eine herausgegriffen sei, und zwar jene am Palik, dort, wo die Glocknerhausstraße den Südausläufer der Neuradwand anschneidet. Der Kontakt beschränkt sich hier auf das Hangende. Auf den Serpentin folgt ein graugrüner Epidotfels (opt. —, starke Dispersion, $\gamma - \alpha = 0,038 - 0,048$) mit wenig Zoisit, der im Hangenden in eine an Pyritknollen reiche, sogen. erzführende Schicht übergeht (der Pyrit enthält nach L. ST. RAINER 6 g Au, 26 g Ag pro Tonne, und 0,108 % Ni nach BERNHEINER und SCHIFF). An der Zusammensetzung dieser Schicht nehmen noch Tremolit, Aktinolith, Epidot, Zoisit, Diopsid, Albit, Anorthit, Calcit und Sphen teil, unter denen der Tremolit vorwiegt, die übrigen sind unregelmäßig verteilt. Die Mäch-

¹ $\gamma - \beta$ scheint demnach nicht ganz mit dem Achsenwinkel zu stimmen. Ref.

² Min. Mitt. 1871. p. 1 ff.

³ Ebenda. 5. p. 61. 1883.

⁴ Ebenda. 14. p. 271. 1894.

⁵ Abh. d. k. bayr. Akad. 18. 3. Abt. — Zeitschr. f. Krist. 26. 337 ff. 1896.

tigkeit dieser Schicht ist 1,2 m. Auf diese folgt eine grüne, vorwiegend aus Calcit und Biotit bestehende Schicht, welcher eine 2 m mächtige Bank eines lichtgrünen, geschieferten, an Albit (ohne Zwillingslamellen) und an Pyritknollen reiche Schicht folgt, die wieder von einer der vorhergehenden gleichen Schicht überlagert wird, darauf folgt der normale, wie oben erwähnt, turmalinhaltige Kalkglimmerschiefer. Die übrigen beschriebenen Kontaktstellen sind dieser ähnlich, nur die Schichten nicht so mannigfaltig. Die Liegendkontakte sind wenig mächtig, charakteristisch für sie ist das Auftreten von Tremolit im Quarzschiefer. Zum Schluß ist noch ein Vorkommen von Baryt mit Kupfercarbonaten in den metamorphen Kalken der Weißen Wand erwähnt, es ist gangähnlich, die Mitte ist ausgefüllt von einem Gemenge von Baryt und Quarzit.

Die in dem Gebiete auftretenden Erzführungen und Schürfe sind einer späteren Arbeit vorbehalten.

Analysen.

	I.	II.	III.	IV.
Si O ₂	38,00	39,35	40,31	22,50
Al ₂ O ₃	2,20	2,79	1,60	6,74
Cr ₂ O ₃	0,89	1,00	Spur	—
Fe ₂ O ₃	7,11	6,58	4,24	2,21
Fe O	4,07	3,60	3,94	1,76
Mn O	Spur	Spur	Spur	—
Mg O	35,31	34,46	31,89	1,96
Ca O	0,96	2,43	6,75	9,38
(Ca C O ₃)	—	—	—	47,28
K ₂ O	—	—	—	0,53
Na ₂ O	—	—	—	1,62
H ₂ O scil. Glühverl.	11,14	9,87	11,43	6,80
	99,68	100,08	100,16	100,78

I. Serpentin (magnetisch) vom Lacknerberg (Tauerntal).

II. „ vom Federweißpalfen im Zirknitztal.

III. Mittel aus zwei Analysen des Serpentin vom Palik.

IV. Kalkglimmerschiefer.

Die Arbeit, deren mikroskopischer und chemischer Teil im Laboratorium von DUPARC an der Ecole de Chimie der Genfer Universität durchgeführt wurde, ist begleitet von 1 Karte und etlichen Profilen und Kontaktskizzen sowie 1 Tafel mit Dünnschliffphotographien.

C. Hlawatsch.

G. B. Trener: Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellagruppe. (Jahrb. geol. Reichsanst. 56. 406—495. 1906.)

Nach einem Überblick über die Literatur, welche das Adamellogebiet behandelt, folgt die Beschreibung, welche im Original geteilt ist in eine

geologische und eine sehr ausführliche petrographische. Diese beiden sollen der Kürze halber im Referat zusammengezogen werden. Im Anhang ist eine Zusammenstellung über die Eigenschaften der verschiedenen Formen des Kohlenstoffs in den Gesteinen beigelegt.

Den Hauptstock der Gruppe bildet der Tonalit mit einer schieferigen, etwas basischeren Randzone, während die durchbrochenen Schiefer bei einem Streichen N. 75° O. 70—80° nach Süden unter die nahe saigere Tonalitgrenze einfallend am Nordfuße, zum großen Teil unter Schutt vergraben, auftreten. Bei der Besprechung soll die Reihenfolge des petrographischen Teiles der Beschreibung eingehalten und dabei die wichtigsten Resultate der geologischen Beschreibung angeführt werden. Die Tektonik sei zum Schluß kurz erwähnt.

I. Tonalit. Der normale Tonalit zeigt keine kataklastischen Erscheinungen, die hypidiomorphkörnige Struktur zeigt Andeutungen von Kugelbildung. Die wesentlichsten Gemengteile sind, dem Mengenverhältnis nach, in absteigender Reihenfolge geordnet: a) Plagioklas. Er zeigt ähnliche Beschaffenheit wie jener des von BECKE beschriebenen Tonalits vom Rieserferner¹. Der Anorthitgehalt schwankt von 60% im Kerngerüst bis 41% in der Hülle und in einer jüngeren Generation.

b) Mikroklin. Als solcher durch die niedere Lichtbrechung und die undulöse Auslöschung, die Verf. als unvollkommene Gitterstruktur auffaßt, bestimmt. Wo er mit Plagioklas zusammenstößt, treten Myrmekitpartien auf.

c) Hornblende. d) Biotit. Beide in wechselnden Verhältnissen. e) Quarz in großen unregelmäßigen, zu Gruppen angeordneten Körnern. Akzessorische Gemengteile: Orthit, Apatit, Zirkon, Erze. Zersetzungsprodukte: Epidot, Chlorit. Ein Schema der Ausscheidungsfolge ist beigelegt. Der Strich bedeutet die Dauer der Ausscheidung.

Biotit	_____
Hornblende	_____
Orthit	_____
Große Plagioklase	_____
Kleine Plagioklase	_____
Mikroklin	_____
Quarz	_____

Eine dunkle Varietät zeigt Biotit und Hornblende als herrschende Gemengteile, der Plagioklas ist aber saurer als im normalen Tonalit (Kern 53% An, Hülle 30% An), umgekehrt sind helle Schlieren durch größeren Anorthitgehalt des Feldspats (Kern fast reiner Anorthit) ausgezeichnet. Es scheint hier eine Differenzierung nach größerem (Mg Fe)-Gehalt, Ca Al₂-Gehalt andererseits eingetreten zu sein.

Von diesen Varietäten trennt Verf. andere basische Ausscheidungen von grobem bis sehr feinem Korn, die reich an Hornblende, ärmer an oder

¹ Min.-petr. Mitt. 13. 389. 1892.

frei von Quarz sind, und deren Plagioklase Ca O-reich sind (Kern Anorthit). Die Hornblende beherbergt kleine Plagioklasindividuen, die aber sauer sind. Endlich treten noch rundliche Biotitanhäufungen, die einen allmählichen Übergang in das normale Gestein zeigen¹, auf. Bemerkenswert ist das Auftreten des Plagioklases als Einschluß in allen anderen Hauptgemengteilen (Biotit, Hornblende und Quarz). Er schwankt zwischen basischem Oligoklas und Labrador.

Gegen die Kontaktgrenze zu zeigt der Tonalit eine 6—800 m mächtige Fazies mit Parallelstruktur, erst ganz nahe am Kontakt tritt eine ganz gneisähnliche, basischere Zone auf (Plagioklas bis 75 % Anorthit); für welche Verf. die von anderen Autoren (wie СТАЧЕ) für die ganze Zone mit Parallelstruktur angewandte Bezeichnung „Tonalitgneis“ reserviert.

Diese Zone mit Parallelstruktur zeigt im wesentlichen dieselben Gemengteile wie der normale Tonalit, nur nimmt der Biotit im Verhältnis zur Hornblende zu. Epidot wird häufiger, der Quarz zeigt verschiedene Stadien der Kataklyse, von denen Verf. 4 unterscheidet: 1. Undulöse Auslöschung. 2. Sogen. wandernde Auslöschung; der Quarz ist in Lamellen geteilt, die \perp auf der Schieferungsebene liegen, diese Lamellen zeigen verschiedene Auslöschung. 3. Die außer den Lamellen existierenden Körner abweichender Orientierung werden \perp Druckrichtung gestreckt, Auflösung in Sand beginnt. 4. Der Quarz ist ganz in verzahnte Leisten und Sand aufgelöst, die Plagioklase sind abgerundet, Quarzkörner oft rund um solche Plagioklase gebogen (pendelnde Auslöschung). Mitunter zeigt ein Quarzkorn einen Kern und eine äußere Zone von verschiedener Orientierung. α' liegt fast immer in der Schieferungsebene. Mikroklin ist zermalmt, Biotit oft ausgequetscht. Die basischen Ausscheidungen, die in dieser Randzone häufiger werden, sind zu dünnen Platten breitgedrückt.

In der Zone des Tonalitgneises, die nur ganz in der Nähe des Kontaktes auftritt (50—100 m), ist die Lagenstruktur ganz ausgesprochen, die dunklen Gemengteile sind zahlreicher, unter ihnen herrscht der Biotit entweder gegen Hornblende vor oder ganz allein. Mikroklin fehlt fast ganz. Die basischen Ausscheidungen im Tonalitgneis zeigen nichts wesentlich Verschiedenes. Bemerkenswert ist nur das Auftreten umgekehrter Zonarstruktur und das Fehlen von Kataklyse bei Einschlüssen von Quarz in Plagioklas.

Bezüglich der Entstehung der Parallelstruktur im Tonalit hebt Verf. wohl hervor, daß sie auf Dynamometamorphose zurückzuführen ist (s. die starken kataklastischen Wirkungen), wendet sich aber gegen die Ansicht SALOMON'S, daß sie mit den tektonischen Störungen (Judicarielinie, Tonalelinie) zusammenhängt, indem, wenigstens in dem Aufnahmegebiete des Verf.'s, die Kataklyaserscheinungen zumeist an dem Kontakt stärker sind als in der Nähe der Bruchlinie, ja einzelne Granitvorkommen, wie jenes bei Malghetto im Meledriotale, zwischen dem Tonalit und der Judicarielinie

¹ Im Originaltext dürfte ein Druck- oder Schreibfehler vorliegen, wodurch der Anschein einer an dunklen Gemengteilen armen Zwischenzone hervorgerufen wird.

keine Kataklyse zeigen. Ferner ist wohl am Nordabhang die Schieferungsrichtung annähernd // der Tonalelinie, nicht aber im Osten // der Judicarielinie. Verf. neigt sich daher eher der Ansicht LÖWL's zu, daß die Schieferung beim Aufsprengen der Schieferkuppel während der Erstarrung und Intrusion entstanden sei, Verf. denkt sich dabei den Gasdruck während des Erstarrrens als eine Hauptursache, der auf die bereits erstarrte Randzone zertrümmernd wirken sollte. Verf. erklärt aber die Sache noch nicht für spruchreif. Er beschreibt ferner zwei Aplitgänge (von Val Stavel und Passo del Tonale) und einen Pegmatit vom Val Leores. Diese zeigen die normalen Eigenschaften, der Plagioklas ist sauer (Andesin bis Albit), Quarz im Aplit vom Tonalepasse der häufigste Gemengteil, bemerkenswert ist der Reichtum an Rutil in diesem Gesteine.

II. Gneisphyllite. Diese bilden den nördlichsten, ca. 200 m mächtigen Zug, der aber zum großen Teil unter Moränen vergraben ist. Er tritt westlich von Val Pakú, dann bei Fucine anstehend auf. Verf. unterscheidet darin: 1. Granatglimmergneise (von S. Antonio) aus Muscovit, gegen Biotit vorwaltend, saurem Oligoklas und Quarz (gegen Oligoklas zurücktretend), mit Granat bestehend; als akzessorischer Bestandteil tritt Turmalin neben Apatit reichlich auf, Struktur mehr körnig; 2. Gneisglimmerschiefer körnig, vorwaltend aus Biotit, weniger Muscovit und Quarz zusammengesetzt, Oligoklas tritt stark zurück. Als akzessorischer Gemengteil ist Sillimanit hervorzuheben. 3. Zweiglimmergneis von phyllitischem Habitus (Phyllitgneis) aus Biotit, Muscovit (Sericit und größere Blättchen), Quarz und Albit, Oligoklas bestehend; letzterer bildet große Augen. Der Quarz ist grob verzahnt, zeigt undulöse Auslöschung und mitunter Mörtelstruktur. Er tritt auch als Einschluß im Feldspat auf. Charakteristisch für dieses Gestein ist das Auftreten von Titaneisen, welches staubförmig im Quarz und Glimmer verteilt, dem Gestein eine dunkle Farbe verleiht, so daß es stellenweise an kohlige Schiefer erinnert. 4. Glimmerquarzite mit wenig Biotit und Muscovit (untereinander in gleicher Menge) und Albit. Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung und Verzahnung. Granat ist bald mehr, bald weniger vorhanden, die größeren Körner oft zersprengt.

III. Amphibolite. Sie bilden kleinere und größere, mit den Phyllitgneisen // laufende Züge, der Karte nach im Hangenden der Gneisphyllite. Die Hornblende ist eine gemeine, grüne, der Plagioklas zeigt 23—48 % Anorthit, die Hülle ist basischer als der Kern. An Nebengemengteilen sind ein rotbrauner Biotit, Titanit und Quarz (Einschluß in Hornblende) zu erwähnen, letztere beide in den dichten Varietäten reichlicher als in gröberkörnigen. Struktur deutlich schieferig. Der Serpentin aus Val Ussaya ist nach dem Verf. ein Umwandlungsprodukt des Amphibolit, er besteht aus Chrysotil, Antigorit und Klinochlor.

IV. Quarzlagenphyllite. Der Schichtenfolge nach sollte eigentlich der Augengneis von Stavel vorangestellt werden, wenn wir der Anordnung der kristallinen Schiefer vom Vermiglianotale zum Tonalitmassiv zu folgen. Die Reihenfolge nach der Karte ist folgende: Gneisphyllit, Amphibolit, Augengneis, grauwackenähnliche Grenzzone (10—30 m mächtig aus

Kalkspat mit Quarz und Feldspat-, Plagioklas- und Orthoklaskörnchen bestehend, im folgenden nicht nochmals besprochen), kohlenstoffreiche Quarzphyllite, Quarzit und wieder Quarzphyllit (ohne Kohlenstoff?), Tonalitgneis. Die beiden Quarzphyllitschichten zeigen fast gleiche Beschaffenheit und sind gemeinsam besprochen. Sie bestehen aus abwechselnd quarz- und sericitreicheren Lagen, welche ebenfalls lagenweise reich an Kohlenstoff, staubförmig in Quarz, Glimmer oder Feldspat verteilt sind, in größerer Menge aber in den Zwischenräumen sich anhäufen. Der Kohlenstoff ist amorpher Natur. Plagioklas (Albit) tritt in größeren oder kleineren Mengen in den Sericitlagen auf, nie aber so reichlich, daß man von Feldspatphylliten sprechen könnte. Der Quarz zeigt starke Pressungswirkung und ist stellenweise in dünne Schnürchen aufgelöst. Die dem Tonalit näherliegenden Quarzphyllite scheinen ärmer an Kohlenstoff zu sein, Verf. spricht sich aber nicht deutlich darüber aus. Sie zeigen eine bläuliche Farbe und gehen in die Hornfelse über.

V. Quarzit. Der Quarz besteht aus annähernd gleich orientierten dünnen Stengeln, die in der Schieferungsebene liegen und in der Längsrichtung α zeigen. Neben ihm treten nur kleine Mengen von Albit, selten Mikroklin, Muscovit an den Schieferungsflächen, Apatit, Zirkon und Turmalin auf. Die Farbe ist stets hellgrau oder weiß mit gelblichem Stich.

VI. Augengneis¹. Das bedeutendste Glied der dem Tonalit vorgelagerten Schieferzone, an manchen Stellen (Val Barco) 1250 m mächtig, im Val Ossana allerdings nur 40 m, die Mächtigkeit nimmt mit wachsender Stärke der Pressung ab. Er wird als Orthogneis bezeichnet. Seine Ausbildung wechselt sehr stark. Verf. unterscheidet fünf verschiedene Stadien der Kataklase.

1. In flaseriger Grundmasse liegen große Plagioklas- (Albit bis Oligoklas) und Mikroklinkörner, die allerdings Risse zeigen, die mit Quarzsand erfüllt sind, manche sind zertrümmert (Typus von Val Stavel).

2. Die großen Mikrokline sind vollständig zersprengt. Muscovit bildet dünne Lagen.

3. Die Inselgruppen, den früheren Einsprenglingen entsprechend, sind gänzlich aufgelöst, die Körner in die Lagen eingetreten. Mikroklin und Quarz zeigen α in der Schieferungsrichtung.

4. Ähnlich der vorigen, Muscovit auch in breiten Leisten.

5. Vollkommen schieferige Textur, von Sericitschiefer schwer zu unterscheiden. [Im geologischen Teil spricht Verf. von Ähnlichkeit mit Chloritschiefer.]

VII. Bei Ossana ist ein kleiner Granitstock in die Gneisphyllitzone eingeschaltet, der Granit besteht aus Oligoklas, Andesin (bis Albit), Mikroklin, Biotit und Quarz (mit Kataklase) und ist feinkörnig. Der Granit von Meledriotale ist nicht genauer besprochen.

VIII. Gneisglimmerschiefer und Glimmerquarzite sind von zahlreichen pegmatitischen Adern konkordant durchsetzt, die in ersteren

¹ Vielleicht ist dieser, wie der Angelus-Augengneis HAMMER's ein metamorphes Effusivgestein (Quarzporphyr). Anm. d. Ref.

bei Fucine auftretenden bestehen aus Mikroklin mit Gitterstruktur und Quarz mit weitgehender Kataklyse, und Muscovit; die letzteren, bei Pelizzano, aus Albit, Orthoklas mit undulöser Auslöschung, Quarz, wenig Muscovit und noch weniger Biotit.

Es folgt nun die Beschreibung der Kontaktgesteine.

Die Kontaktfläche, ungefähr nach N. 73 O. streichend, steht fast saiger und hat einen etwas welligen Verlauf. Sie ist höchstens $\frac{3}{4}$ km breit (Val Ussaia), stellenweise aber nur bis 80 und weniger Meter (Val Barco) mächtig. Zumeist läuft sie ziemlich // den Schichten der Schiefer, hier und da schneidet sie sie unter spitzem Winkel (zwischen Val Barco und Val piana). Die Kontaktgesteine selbst zeigen mit Ausnahme weniger, die am Tonalepaß gefunden wurden, schieferige Struktur. Verf. bestreitet die Ansicht SALOMON's, daß dieselbe auf nachherige Bewegungen (Störungslinien von Tonale, Judicarien etc.) zurückzuführen ist, nach der Beobachtung im Felde ist auch keine Verwerfung längs der Kontaktfläche selbst zu vermuten; es bleibt also nur die Annahme, daß ein von Süden her wirkender Druck die Ursache sei oder nach Ansicht des Verf.'s, daß die Schieferstruktur durch Kristallisationsschieferung entstanden sei, während die Kataklyse erst auf die fertigen, geschieferten Hornfelse wirkte. Zur Unterstützung dieser Ansicht dient die Beobachtung von Fortwachsungszipfeln des Plagioklases // der Schieferung.

Was die Graphitbildung in der Nähe des Kontaktes anbelangt, so ist Verf. geneigt, sie als Diffusion aus den kohligen Quarzphylliten in die Quarzite anzusehen, da sich der Graphit nur in diesen findet. Die tief schwarzen Kohlenstoffquarzite zeigen auf Schichtflächen einen an metallischen Kohlenstoff erinnernden Silberglanz. Auf Grund der Reaktionen nach BERTHELOT und MOISSAN ist in diesen Quarziten Graphit und amorpher Kohlenstoff vorhanden. Verf. stützt seine Ansicht von der Diffusion des Graphites auf Experimente von BERTHELOT¹ und MOISSAN² u. a., wonach Kohlenstoff durch hohe Temperatur in Graphit überführbar ist. Die Entstehung des metallischen C wäre eventuell auf Kohlenwasserstoffe zurückzuführen.

Im petrographischen Teil sind dann einige Kontaktgesteine (Hornfelse) genauer beschrieben, wovon hier nur die Mineralkombinationen kurz angeführt seien.

a) Hornfelse ohne schieferige Struktur:

1. Quarz, Feldspat, Biotit, Andalusit (mit Siebstruktur); akzessorisch Sillimanit, Turmalin, Ilmenit. Tonalepaß.

2. Cordierit, Biotit mit Andalusit, Sillimanit, Korund³, Spinell, Quarz (spärlich). Cordierit, hier anscheinend frisch, bildet gewissermaßen die

¹ Ann. d. Chim. d. phys. 1870. 19. 416.

² Compt. rend. 119. 976, 1245; 121. 449, 483.

³ Wünschenswert wäre eine genauere Korrektur der optischen Bezeichnung im Originale, da die vorhandenen Fehler leicht Zweifel an der Zuverlässigkeit der Bestimmungen aufkommen lassen könnten. So ist wiederholt Sillimanit als optisch —, Andalusit + angegeben, Korund +.

Grundmasse für die anderen Minerale, Korund in kleinen Körnchen oder Kristallen, stellenweise dicht gehäuft. Dieses Gestein (= Hornfelsquarzariolit) wechselt mit dem folgenden lagenweise ab, aber ohne Schieferstruktur. Tonalepaß.

3. Quarz, Biotit, spärlich Oligoklas.

4. Biotit, Quarz, Cordierit (in Pinit und Prasiolith umgewandelt), Mikroklin, Plagioklas (40 % An im Kern, Hülle Albit, also die Auskristallisationsfolge der Eruptivgesteine), Sillimanit. Val Stavel. Im Aussehen erinnert das Gestein an feinkörnigen Gneis, die Schieferung ist jedoch undeutlich.

5. Plagioklas, Biotit (netzförmig), Quarz, Zoisit. Der Plagioklas zeigt Zonarstruktur nach der Regel der Eruptivgesteine (Kern 50 % Anorthit, Hülle 32 % An). Der Zoisit zeigt beide Lagen der Achsenebene:

// 100, Dispers $q < v$, übernormale Interferenzfarben.

⊥ 100, „ $q > v$, unternormale „

Erstere Modifikation bildet Maschen um die Kerne der letzteren (β Zoisit, TERMIER). Tonalepaß, Einschluß im Tonalit.

b) Schieferige Hornfelse.

1. Quarz-Plagioklas—Biotit-Sillimanit. Erstere beiden mit letzteren beiden lagenförmig wechselnd, der Plagioklas, gegen Quarz zurücktretend, ist Albit (Kern) oder saurer Oligoklas (Hülle). Als akzessorische Gemengteile Turmalin, Titaneisen bemerkenswert. Val Ussaja.

2. Quarz, Biotit, Plagioklas, Mikroklin, Zoisit. Val Barco.

Der Plagioklas ist basisch (Kern An, Hülle 48—30 % An). Zoisit spärlich, zeigt Siebstruktur.

3. Biotit, Quarz, Andalusit, Sillimanit. Biotit lagenweise, mit Sillimanit alternierend. Plagioklas, Turmalin, Titaneisen als Nebengemengteile. Turmalin bildet eine eigene Lage.

4. Quarz, Biotit. Val Barco. Nebengemengteile Turmalin, Apatit.

In den meisten der Gesteine zeigt der Biotit eine rotbraune Farbe. Die Tektonik des Gebietes ist sehr einfach. Wie erwähnt, streicht der Kontakt N. 72—73 O. und fällt fast senkrecht meist südwärts. Die konkordant liegenden Schiefer streichen N. 75 O., fallen 70—80° nach Süd, unter den Tonalit, ein und schneiden die Kontaktgrenze unter einem spitzen Winkel von beiläufig 3°. Verf. wendet sich dann ausführlich gegen die Auffassung SALOMON's, daß sich die Tonalelinie nach Osten zwischen Phylliten und Augengneis fortsetzt¹.

Verf. kommt vielmehr zu folgenden Resultaten:

1. Der Übergang der Quarzphyllite in die älteren Schichtenkomplexe ist normal und allmählich.

2. Im Liegenden, sowie im Hangenden des Augengneises finden sich Phyllite; eine Grenzlinie zwischen Phylliten und älteren Schiefen (Tonaleschiefer) kann hier nicht aufgestellt werden.

¹ Min. Mitt. 12. 412. 1891; — Berliner Akad. Sitz.-Ber. 1896. p. 1036; 1901. p. 174; — Verh. d. geol. Reichsanst. 1905. p. 342.

3. Der Gesteinszug zwischen Augengneis und Quarzphyllit (s. p. 16) ist keine Reibungsbreccie.

4. Es existiert wohl tatsächlich eine Pressungszone, aber dieselbe zwingt nicht zur Annahme einer Bruchlinie.

5. Der Bau des Gebirges läßt bei dem steilen Fallen die Existenz einer Bruchlinie überhaupt schwer beweisen.

Der Arbeit ist eine kleine Kartenskizze (die leider nicht alle im Text angeführten Lokalitäten ersehen läßt), sowie 6 Profile eingefügt, 3 instructive Tafeln mit Dünnschliffen von Photographien folgen am Schlusse.

Ein Anhang zur Arbeit betitelt sich: „Untersuchung über die Natur des Kohlenstoffes der schwarzen Quarzphyllite und des Quarzites“. In derselben wird aber keineswegs diese Untersuchung näher beschrieben, sondern nur die Methode von BERTHELOT (Oxydation mit $KClO_3 + HNO_3$ zu Graphit, resp. Humussäure) angeführt. Dieser Anhang enthält vielmehr eine recht übersichtliche Zusammenstellung von Beobachtungen und Arbeiten namentlich BERTHELOT's und MOISSAN's über die verschiedenen Modifikationen des Kohlenstoffs, von denen 3 (scil. 4, wenn der metallische Kohlenstoff, der zum amorphen gerechnet ist, als eigene gilt) unterschieden werden:

1. Diamant. 2. Graphit. 3. Amorpher Kohlenstoff (eventuell 3. metallischer, 4. amorpher).

Graphit ist zu Graphitsäure, amorpher Kohlenstoff zu Humussäure oxydierbar.

Die Spezies: Graphitit (LUZI, Ber. d. deutsch. chem. Ges. Berlin 1892), Schungit (INOSTRANZEFF, dies. Jahrb. 1880. I. 97—124) und Graphitoid (SAUER, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 37. 1885. 441) werden als nicht berechtigt gestrichen, ersterer ist mit Graphit, der zweite mit amorphem Kohlenstoff identisch, Graphitoid ist entweder ein Gemenge von Graphit mit amorphem Kohlenstoff oder nur letzterer. **C. Hlawatsch.**

A. Ostermayer: Beiträge zur Kenntnis der Basalte des Haßgaves. Diss. Erlangen. 1903. 42 p. 2 Taf.

Der Haßgau dehnt sich nördlich des Maintals zwischen Bamberg und Schweinfurt bis zum Fuß des Thüringer Waldes aus. Der Boden wird von Schichten des mittleren Keupers gebildet, die eine schwache Neigung nach SO. besitzen. Die Haßberge, die den Haßgau in zwei Hälften zerlegen, verlaufen NW.—SO. Sie verdanken ihre Entstehung einer Verwerfung von gleicher Richtung. Im Gegensatz dazu verlaufen die zahlreichen gangförmigen Basaltdurchbrüche dieser Gegend NNO.—SSW. An einer Stelle läßt sich aber ein Zusammenhang des Basaltergusses mit einer Spalte direkt nachweisen. Die Basalte treten als Kuppen oder als 0,4—1 m breite Gänge auf. Letztere ragten früher als „Teufelsmauern“ über die der Erosion leichter zugängliche Umgebung heraus. Jetzt sind diese Mauern abgebaut. Das Nebengestein (Keuper) ist gefrittet und plattig abgesondert. Die Kontaktwirkung erstreckt sich auf $\frac{1}{2}$, höchstens 2 m.

Verf. hat 18 Basaltvorkommen untersucht. Es sind darunter Feldspat-, Nephelin-, Melilithbasalte und Limburgite. Fast ausnahmslos handelt es sich um Gesteine von dichter oder sehr feinkörniger Struktur. In den durchweg stark verwitterten Limburgiten tritt die Glasbasis meist stark zurück. Vereinzelt findet sich in ihr Nephelin ausgeschieden. In den Nephelinbasalten tritt Nephelinitoid auf. Neben Augit, Olivin und Magneteisen ist Hauyn reichlich vorhanden. Die Melilithbasalte stellen in einigen Typen Übergänge zu den Nephelinbasalten dar.

Verf. beschreibt zunächst die Mineralien, die als Gemengteile der verschiedenen Basalte auftreten und sodann die einzelnen Vorkommen dieser letzteren. Es werden dabei folgende Analysen mitgeteilt: I. Melilithbasalt von Kimmelsbach, II. Melilithbasalt von Schwanhausen.

	I.	II.
SiO ₂	39,628	37,514
TiO ₂	4,211	7,697
Al ₂ O ₃	6,587	6,838
FeO	3,532	5,635
Fe ₂ O ₃	13,792	12,741
CaO	14,250	11,390
MgO	10,456	12,493
P ₂ O ₅	0,922	—
Na ₂ O	6,618	5,689
K ₂ O	Spur	Spur
Sa.	99,996	99,997
Spez. Gew.	2,926	2,854

Beide Gesteine gehören zum Typus Randen der Melilithbasalte.

Mehrere der Basaltmassen resp. ihrer Tuffe führen Einschlüsse von Liasgesteinen. Heute kommt in jener Gegend weit und breit kein Lias mehr vor; er muß aber zur Zeit der Eruptionen noch vorhanden gewesen sein.

Otto Wilckens.

D. L. Bryant: Beiträge zur Petrographie Spitzbergens. Inaug.-Diss. Erlangen 1905. 38 p. 1 Taf.

Die Arbeit der Verfasserin enthält, abgesehen von einem kurzen Abriss der geologischen Literatur über Spitzbergen, die Beschreibung einer Anzahl Eruptiv-, Sedimentgesteine und kristalliner Schiefer von verschiedenen Fundorten auf Spitzbergen. Das Material ist von einem Oberstabsarzt SEITZ gesammelt. Seit DRASCHE'S über 30 Jahre zurückliegenden Veröffentlichungen ist über die Petrographie Spitzbergens nichts mehr erschienen und die vorliegende Publikation um so willkommener.

Unter den Eruptivgesteinen finden sich verschiedene Typen von Granit, so ein grobkörniger Biotitgranit von Scheerenberg (New Amsterdam Island) von folgender chemischer Zusammensetzung (Anal. Dr. PEISER):

SiO₂ 74,10, Al₂O₃ 11,64, Fe₂O₃ 2,62, CaO 2,28, MgO 2,81, K₂O 3,81, Na₂O 2,90, H₂O 0,75; Sa. 100,91.

Von der Magdalenenbai liegen feinkörnige Granite vor, meist solche mit dunklem Glimmer. Einer führt Augitkörnchen. Vom Smerenberg (New Amsterdam Island) stammt ein Amphibolgranitit, dieselbe Lokalität hat Quarzglimmerdiorit geliefert, dessen Feldspat ein kalkreicher Labrador ist. Zwei Handstücke von der Recherchebai erwiesen sich als serpentinierter Pyroxenit. Andere basische Eruptiva dürften nach ihrer Frische und ihrem Habitus eher die Bezeichnung Dolerite als Diabase verdienen. Es sind mittelkörnige, fast schwarze Gesteine mit einem lichtnelkenbraunen, frischen Augit, sowie Serpentin, der z. T. in den Formen des Olivins erscheint.

Die kristallinen Schiefer sind fast alle Gneise von der Magdalenenbai. Sie werden als Granitgneis, körnig-streifiger und feinschieferiger Gneis bezeichnet. Ferner enthält das Material einen Quarzamphibolit von der Recherchebai, ein Gestein, das aus etwa nußgroßen Quarzkörnern besteht, zwischen denen dunkelgrüne Hornblendeschmitzen liegen. Die Umwandlungsprodukte der letzteren, Epidot und Chlorit, sowie Granat und Titanit, treten hinzu. Dieselbe Lokalität hat Epidosit und ein Tremolitgestein geliefert.

Die Sedimente sind: Quarzit, Quarzitsandstein und Sandstein von Green Harbour, Recherche- und Sassenbai, körnige Kalke von anscheinend hohem Alter von den beiden letztgenannten Lokalitäten, ferner ebendaher Kieselkalk, Kalkglimmerschiefer, amphibolhaltiger Kalkstein, Kalk-Chloritschiefer, Kalk-Tonschiefer und oolithischer Kalkstein. Endlich sind Chalcedone von der Sassenbai und Green Harbour zu erwähnen.

Otto Wilckens.

S. W. Mc Callie: Stretched pebbles from Ocoee conglomerate. (Journ. of Geol. 14. 55—59. Chicago 1906.)

Etwas nördlich von der Station Ellyay, Gilmer County, in Georgia sind in einem Einschnitte der Louisville- und Nashville-Eisenbahnlinie gestreckte Konglomerate aufgeschlossen. Sie bilden den westlichen Rand des stark gefalteten kristallinen Schieferkomplexes von Georgia, der sich wesentlich aus Glimmerschiefer, Gneis, Marmor und Konglomerat aufbaut und Staffords Ocoee-Serie angehört; diese ist unbekanntes Alters, doch wahrscheinlich älter als das weiter westlich aufgeschlossene untere Cambrium. Die Konglomeratschicht erreicht 5 Fuß Mächtigkeit, wechsellagert mit Glimmerschiefer und fällt steil ein. Die Gerölle sind bald nur wenig deformiert, bald um das Zwanzigfache ihres ursprünglichen Durchmessers gestreckt. Sie bestehen gewöhnlich aus Quarz, in manchen Schichten dagegen repräsentieren die einen Quarz, die andern weißen, trüben Orthoklas. Die Feldspatgerölle sind nie gestreckt. Das ganz zurücktretende Bindemittel besteht wesentlich

aus Glimmer; wo letzterer ganz fehlt, sind die Quarzgerölle oft miteinander verschweißt. Die gestreckten Quarzgerölle sind (nach den Abbildungen) bis über 12 cm lang, bis über 0,7 cm dick und spindelförmig; der Querschnitt der Spindeln ist elliptisch. Diese Gerölle sind seitlich oft wie eingedrückt und von Feldspatgeröllen wie durchbohrt. Der Quarz erscheint als Milchquarz. U. d. M. zeigt derselbe zahlreiche winzige Einschlüsse und häufig eine Streifung, ähnlich der Zwillingslamellierung der Plagioklase [diese Streifen sieht man öfters an den Quarzen geschieferter Gesteine; sie rührt vielleicht von Translationen her, welche optische Anomalien längs den Gleitflächen, etwa wie am Steinsalz oder am Salmiak, zur Folge hatten; die Lage jener optisch anormalen Lamellen ist freilich nicht konstant. Ref.]. Undulöse Auslöschung wurde nicht beobachtet. Die Quarze erscheinen in senkrecht zur Spindelachse orientierten Schnitten verlängert, und zwar parallel der größeren Achse der Querschnittsellipse derart, daß sich hieraus die Elliptizität des Spindelquerschnittes ergibt; in Schnitten, die parallel der Spindelachse und gleichzeitig parallel der kürzeren oder längeren Querschnittsachse verlaufen, ist die Verlängerung der Körner nicht so merklich. [Faßt man die Gerölle als dreiachsige Ellipsoide auf, so fällt also deren mittlere Achse mit der größten Achse der Quarzindividuen zusammen; in jener Richtung herrschte, wie ein Vergleich der jetzigen Geröllform mit einer Kugel gleichen Volumens ergibt, nicht Zug, sondern Druck, jedoch nicht der maximale; das Verhältnis der beiden Querschnittsachsen wird vom Verf. leider nicht angegeben. Ref.] Die größeren Quarzgerölle sind oft „elastisch“ [vermutlich meint Verf. hiermit das Verhalten der sogen. Gelenkquarze von Itakolumi, Delhi etc., welches freilich nicht als elastisch bezeichnet werden darf. Ref.].

Johnsen.

W. Cross: Prowersose (syenitic lamprophyre) from Two Buttes, Colorado. (Journ. of Geol. 14. 165—172. Chicago 1906.)

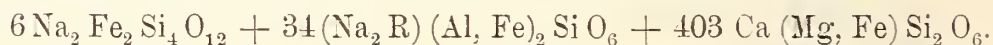
GILBERT beschrieb 1896 die Lakkolithe von Two Buttes im Arkansastal, nahe dem östlichen Ufer des Colorado. Mit den Lakkolithen sind Gänge verknüpft; die tieferen cretaceischen Schichten sind am Rande der Lakkolithe emporgewölbt, und GILBERT hält die Intrusionen für späcretaceisch oder früheocän. Verf. untersuchte nun einen der Lakkolithe petrographisch:

Feinkörnig, grüngrau, minetteähnlich, makroskopische Einsprenglinge von braunem Biotit (sechseckige Platten von 2 mm Durchmesser) und von Olivin, der z. T. serpentiniert, chloritisiert und durch Eisenoxyd rot gefärbt ist, sowie hellgrüne Augitsäulen; als Zwischenklemmungsmasse treten reichliche Feldspate auf. U. d. M. zeigt sich die Grundmasse aus Feldspat, Augit, Biotit und Magnetit aufgebaut. Es existiert ein kontinuierlicher Größenübergang von den kleinsten Augiten und Biotiten bis zu den Einsprenglingen. Die Analyse des Gesteins (I) und des Pyroxens (II) ergab:

y*

	I.	II.
SiO ₂	50,41	51,27
Al ₂ O ₃	12,27	3,05
Fe ₂ O ₃	5,71	3,08
FeO	3,06	4,34
MgO	8,69	14,21
CaO	7,08	22,58
Na ₂ O	0,97	0,67
K ₂ O	7,53	0,06
H ₂ O —	0,46	—
H ₂ O +	1,80	?
TiO ₂	1,47	0,70
P ₂ O ₅	0,46	?
V ₂ O ₃	0,03	?
NiO	0,04	0,03
MnO	0,15	0,28
BaO	0,23	—
SrO	0,06	—
Sa.	100,42	100,27

Der Pyroxen läßt sich hiernach folgendermaßen auffassen:



Johnsen.

E. S. Bastin: Some unusual rocks from Maine. (Journ. of Geol. 14. 171—187. Chicago 1906.)

1. Prowersose von Knox County.

Ist in Gneise intrudiert und wird seinerseits von aplitischen Granitgängen durchsetzt; erscheint massig und zeigt zahlreiche Feldspateinsprenglinge in sehr feinkörniger dunkelgrüner Grundmasse, die fast ganz von Biotit und grüner Hornblende aufgebaut ist. Durchmesser der Feldspate = $\frac{1}{4}$ — $1\frac{1}{2}$ Zoll, zuweilen Karlsbader Zwillingsbildung. Der Feldspat erweist sich u. d. M. als mikroperthitischer Orthoklas und ebensolcher Mikroklin. Das mikroskopische Studium ergibt für die Grundmasse (I) und für das ganze Gestein (II) folgenden quantitativen Mineralbestand:

	I.	II.
Biotit	55,5	29,0
Hornblende	32,6	19,0
Titanit	6,3	3,5
Apatit	5,0	3,0
Quarz	3,2	3,0
Magnetit + Ilmenit	1,6	1,0
Feldspat	0,7	41,5
Sa.	104,9 ¹	100,0

¹ Verf. gibt 99,9 an. Ref.

Die chemische Analyse ergab: SiO_2 52,26, Al_2O_3 10,63, Fe_2O_3 2,47, FeO 5,45, MgO 9,32, CaO 5,62, Na_2O 1,60, K_2O 5,99, $\text{H}_2\text{O} +$ 1,97, $\text{H}_2\text{O} -$ 0,98, TiO_2 1,92, P_2O_5 0,98, MnO 0,12, ZrO_2 0,08, CO_2 0,75; Sa. 100,14.

Aus vorstehender Analyse folgt als Mineralbestand des Gesteins: Orthoklas 35,58, Albit 13,62, Anorthit 3,89, Diopsid 13,90, Olivin 4,91, Hypersthen 15,04, Magnetit 3,48, Ilmenit 3,65, Apatit 2,35, Zirkon 0,18, H_2O 2,95, CO_2 0,75; Sa. 100,30¹.

2. Albit-Pyroxen-Syenit.

Die Grünstein-Serie auf den Inseln der Penobscot-Bai nimmt ein Areal von 250 Quadratmeilen ein. Es sind basische Trachyte, Diabase und Albit-Pyroxen-Syenite; letztere bilden etwa die Hälfte des ganzen Komplexes und sind dunkelgrüne oder hell- und dunkelgrün gefleckte Gesteine. Pyroxen bildet die dunklen, veränderter Feldspat die hellen Flecken.

U. d. M. zeigt sich poikilitische Struktur, indem hellgelbe Pyroxene von Albitsäulen durchspickt sind. Dazu tritt im wesentlichen nur noch Magnetit.

Die Haupteigentümlichkeit des Gesteins ist das reichliche Auftreten von fast kalkfreiem Plagioklas neben kalkreichem Pyroxen, was wohl auf besondere Al_2O_3 -Armut des Magmas zurückzuführen ist. Eine chemische Analyse mußte infolge des Mangels an frischem Material unterbleiben.

3. Ein neues Vorkommen von Cortlandit.

„Cortlandit“ nannte G. H. WILLIAMS gewisse peridotitartige Gesteine der Cortland-Serie nahe Stony Point, New York, welche durch Hornblendekristalle von 4 Zoll maximalem Durchmesser ausgezeichnet sind, die von Olivin poikilitisch durchspickt werden; die Bezeichnung poikilitisch wurde damals zum erstenmal angewendet. Außer jenen Komponenten tritt etwas Hypersthen, Augit, Biotit, Magnetit und zuweilen ein wenig Feldspat auf. Seitdem sind noch andere derartige Vorkommen bekannt geworden. Das hier zu beschreibende Gestein tritt nahe dem Dorfe Penobscot in Hancock County auf. Dasselbe ragt über die Umgebung empor, da es der Glazialerosion größeren Widerstand entgegengesetzte, und ist von einem rötlichen Verwitterungsgrus umgeben, der zahlreiche Hornblendekristalle von $2\frac{1}{2}$ cm Durchmesser im Maximum führt.

Das Gestein ist außerordentlich zäh und schwer zu zerschlagen, dunkelgrün bis schwarz gefärbt und ähnelt makroskopisch überhaupt dem von WILLIAMS beschriebenen Vorkommen sehr; man erkennt viel Hornblende und viel Olivin, etwas Pyroxen und reichlich Biotit. U. d. M. erscheint die Hornblende in gedrungenen Kristallen oder gelegentlich auch faserig; Pleochroismus: $a =$ hellgelb, $b =$ hellgrün,

¹ Verf. gibt 100,27 an. Ref.

c = hellgrünlichbraun; häufig sind Einschlüsse von Magnetitkristallen von sehr verschiedener Größe, auch von Pyrit; beide Einschlüsse treten oft dünnplattig, parallel den Spaltflächen der Hornblende, manchmal aber auch fraglos nach dreierlei Ebenen auf und bewirken den von JUDD als „Schillerisation“ beschriebenen Metallglanz. Olivin ist in unregelmäßigen Körnern reichlich in der Hornblende eingeschlossen und variiert sehr in der Größe; längs den Rissen ist er oft etwas serpentinisiert und enthält ebenda auch — wohl sekundäre — unregelmäßig geformte Magnetiteinschlüsse. Die unregelmäßig begrenzten Körner von Hypersthen zeigen a = lachsrot, b = blaßgelb, c = blaßgrün; er schließt gelegentlich Olivin und Biotit ein und läßt stellenweise Umwandlung in Hornblende erkennen. Der reichliche Biotit scheint z. T. aus Hornblende hervorgegangen zu sein. Chlorit tritt sekundär auf. Zuerst kristallisierten Magnetit und Olivin, dann Hornblende, Hypersthen und Biotit. Das Gestein ist von Diorit und Gabbro umgeben, die gleichalterig mit gewaltigen, wahrscheinlich devonischen Granitmassen sind; der Cortlandit stellt jedoch möglicherweise eine viel jüngere Intrusion dar.

4. Granitporphyr von Somerset County.

In Somerset County tritt ein Granitporphyr auf, der sich durch Orthoklas- und Mikroklineinsprenglinge von 7 Zoll Maximaldurchmesser auszeichnet; diese sind tafelig nach {010} und erscheinen infolge von einzelnen an Muscovit reicheren Schichten deutlich zonar. Die Grundmasse ist mikrogranitisch. **Johnsen.**

J. M. Bell: The possible granitization of acidic Lower Huronian schists on the north shore of Lake Superior. (Journ. of Geol. 14. 233—242. Chicago 1906.)

In dem Michipicoten- und Pucaswa-Gebiet an der Nordküste des Lake Superior treten Konglomeratschichten zutage, welche charakteristische Granitgerölle führen, ohne daß diese von irgend einem anstehenden Granit abgeleitet werden könnten. Doch sind ältere saure Schiefer und Gneise von wahrscheinlich eruptivem Ursprung vorhanden, welche eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung wie Granit, wenn auch abweichende Struktur, besitzen. Das Unterhuron setzt sich nämlich aus Felsit- und Quarzporphyrchiefer von gneisartigem Aussehen zusammen. Das oberhuronische Konglomerat (Doré-Konglomerat) führt Gerölle von Quarzporphyr, Felsit und Granit, welche den posthuronischen Eruptivgesteinen durchaus unähnlich sind und wahrscheinlich von Gesteinen herrühren, die jetzt als obige Schiefer vorliegen. Gewaltige Massen von Graniten und anderen sauren Gesteinen durchbrachen später das Huron und bildeten den sogen. Laurentischen Komplex. Gleichzeitig mit ihrer Intrusion vollzog sich die Auffaltung von Unter- und Oberhuron und die Metamorphose der erwähnten unterhuronischen sauren Eruptivgesteine. **Johnsen.**

O. W. Willcox: The iron concretions of the Redbank sands. (Journ. of Geol. 14. 243—252. Chicago 1906.)

In den Redbanksanden von Monmouth County, New Jersey, die aus feinen Quarzkörnern bestehen, etwa 100 Fuß mächtig und infolge der Zersetzung von Glaukonit rot gefärbt sind, treten außerordentlich zahlreiche Eisenkonkretionen auf. Es sind mehr oder weniger regelmäßige hohle Zylinder oder auch verzweigte Haufwerke von solchen. Der Durchmesser beträgt $\frac{1}{4}$ Zoll bis 1 Fuß, die Länge über 20 Fuß. Der Querschnitt ist annähernd kreisförmig. Das Innere ist mit dem normalen Sand der Redbankschichten erfüllt. Die Wand der Zylinder stellt den gleichen Sand, verkittet durch Eisenoxyd, dar. Verf. führt die Gebilde auf Versteinierung von Stämmen, Ästen usw. zurück. [Obige Bildungen erinnern sehr an den sogen. „Krant“ des ostpreußischen Unteroligocäns, für den vor einigen Jahren eine ähnliche Entstehung wahrscheinlich gemacht wurde. Ref.]

Johnsen.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

W. Lindgren: The Relation of Ore-deposition to Physical Conditions. (Econ. Geol. 1907. 2. 104—127.)

Von kontaktmetamorphen und pegmatitähnlichen Lagerstätten bis zu metallhaltigen Quellsintern haben wir alle Übergänge.

Die Lösungen in den Erzgängen waren einem konstanten Wechsel in Druck und Temperatur ausgesetzt. Gewisse Mineralien können sich nur bei hohem Druck und hoher Temperatur bilden, und sind bei Bedingungen, wie sie an der Erdoberfläche herrschen, unbeständig. Aus der Mineralkombination kann man daher bestimmen, ob sich eine Lagerstätte in der Nähe der Erdoberfläche, in mäßiger Tiefe oder in großer Tiefe gebildet hat.

In großer Tiefe bilden sich unter dem hohen dort herrschenden Drucke Mineralien von kleinem Molekularvolumen. Feldspäte und dunkle Silikate des Nebengesteines wurden in dieser Tiefe von den Erzlösungen wenig angegriffen, obwohl Mineralisatoren in das Nebengestein oft eindringen und Turmalin oder Topas absetzen. Die Mineralien: Ilmenit, Spinell, Amphibol, Pyroxen, Skapolit und Biotit sind für diese tiefste Gangzone charakteristisch. Sie werden alle in den oberen Zonen vermißt, wo Sericit und Carbonate auftreten. In den mittleren und oberen Zonen sind die Lösungen unzweifelhaft alkalisch gewesen. Wasserhaltige Mineralien, wie Kaolin und Zeolithe sollen nach Verf.'s Ansicht ursprünglich den Erzlagerstätten fehlen. Sie sollen erst in den oberen, wasserführenden Horizonten auftreten. Am Schlusse der Abhandlung sind mehrere Mineralien in Tabellen zusammengestellt, die für die einzelnen Tiefenstufen der Erzgänge charakteristisch sind.

O. Stutzer.

G. Adams, E. Haworth, W. R. Crane: Economic Geology of the Jola Quadrangle, Kansas. (United St. Geol. Survey. Bulletin. 238. Washington 1904.)

Die Verf. beschreiben die allgemeine Geologie vom Jola Quadrangle im südöstlichen Kansas. Sodann gehen sie zu einer Beschreibung der nutzbaren Lagerstätten über. Öl und Gas wird sehr eingehend behandelt. Ferner werden Portland-Zement, Ton, Kohle, Blei, Zink, Ackerboden und Quellen beschrieben. **O. Stutzer.**

E. C. Eckel: Cement Materials and Industrie of the United States. (United St. Geol. Survey. Bulletin. 243. Washington 1905.)

Die Zementindustrie hat in den letzten Jahren in Amerika einen ungeheuren Aufschwung genommen. Ihr Wert stieg von ca. 1,750 Millionen im Jahre 1890 auf ca. 108 Millionen Mark im Jahre 1903. Verf. hat fast sämtliche Zementdistrikte Nordamerikas besucht. Er beschreibt die allgemeinen geologischen, chemischen und physikalischen Eigenschaften des Zementes, und geht dann zu einer Detailbeschreibung der einzelnen Zementvorkommen über. **O. Stutzer.**

A. H. Brooks and others: Report on Progress of Investigations of Mineral Resources of Alaska in 1904 und 1905. (United St. Geol. Survey. Bulletin. 259, 284. Washington 1905, 1906.)

Die beiden vorliegenden Berichte beschreiben ausführlich den Gang der bisherigen Erforschung der nutzbaren Lagerstätten Alaskas. Behandelt werden die Lagerstätten folgender Metalle: Gold, Kupfer, Silber, Zinn, Zink, Blei, Platin, Nickel. Ferner wird das Vorkommen von Kohle, Petroleum, Marmor, Kalkstein, Granit, Gips und Mineralquellen eingehend beschrieben. **O. Stutzer.**

S. F. Emmons and C. W. Hayes: Contributions to Economic Geology. 1904. (United St. Geol. Survey. Bulletin. 260. Washington 1905.)

S. F. Emmons and E. C. Eckel: Contributions to Economic Geology. 1905. (Ibid. 285. Washington 1906.)

Die vorliegenden Berichte bringen die Erfolge der praktischen Geologie in Nordamerika während der Jahre 1904 und 1905. Sie sind in erster Linie für den Geschäftsmann berechnet, der sich schnell über eine nutzbare Lagerstätte orientieren will. Das Vorkommen von Erzen, Brennstoffen und Baumaterialien wird kurz besprochen. **O. Stutzer.**

T. N. Dale: *Slate Deposits and Slate Industry of the United States.* (U. S. Geol. Survey. Bulletin 275. Washington 1906.)

Das vorliegende Werk stellt eine Monographie der amerikanischen Tonschieferindustrie dar.

Verf. teilt die Tonschiefer in zwei Hauptgruppen ein: in Tonschiefer sedimentärer und Tonschiefer eruptiver Herkunft. Die letzteren kommen nur selten vor und sind entweder umgewandelte Tuffe oder umgewandelte Eruptivgesteine.

Die sedimentären Tonschiefer lassen sich in zwei Gruppen gliedern: in Tonschiefer, deren Grundmasse keine oder nur schwache Aggregatpolarisation besitzt, und in glimmerhaltige Tonschiefer mit deutlicher Aggregatpolarisation. Letztere sind teilweise leicht, teilweise schwer verwitternd. Die leichte Verwitterung hängt von einem gewissen Gehalte an Eisencarbonat ab, mit dessen Zerfall die Gesteine auch ihre Farbe verändern. Verf. gliedert diese leicht verwitternden Tonschiefer wieder in drei Untergruppen: in kohlen säurehaltige oder graphitische, in chloritische und in hämatitische und chloritische. Die nicht oder schwer verwitternden Tonschiefer werden ähnlich eingeteilt.

Eingehender bespricht dann Verf. Entstehung, Petrographie, Struktur, Geologie und Chemie der Tonschiefer im allgemeinen.

Der Prozeß der Verwitterung beruht nach Verf. in einer Zerstörung und Wegführung der Carbonate, des Pyrits und des Feldspatmaterials, während Muscovit und Quarz unverändert zurückbleibt. Das Endprodukt ist wieder ein Ton, der sich aber vom Ausgangsmaterial durch den geringen Gehalt oder die Abwesenheit von Calcium, Eisen und Kohlenstoff unterscheidet.

Die ursprüngliche Schichtung ist neben der Schieferung außer an der Lage etwaiger Fossilien oder kleiner Kalk- und Quarzbänke auch im Dünnschliff zu erkennen. Sie zeigt sich hier bisweilen in einem Wechsel der Mineralkomponenten.

Zum Schlusse folgt eine ausführliche Beschreibung der Tonschiefer-vorkommen der Vereinigten Staaten. Zahlreiche vortreffliche Abbildungen begleiten den Text.

O. Stutzer.

Mineral Resources of Kenai Peninsula, Alaska. (U. S. Geol. Survey. Bulletin 277. Washington 1906.)

F. H. Moffit: *Gold Fields of the Turnagain Arm Region.*

R. W. Stone: *Coal Fields of the Kachemak Bay Region.*

Verf. beschreiben zunächst Geschichte und Geographie der Kenai-Halbinsel. Sodann wird auf die Geologie der Gegend näher eingegangen. Paläozoische („Sunrise“), mesozoische (jurassische) und känozoische (eocäne und pleistocäne) Sedimente werden näher beschrieben. Von Eruptivgesteinen werden Diabase, Gabbro, Dacite, Rhyolithe und Granite erwähnt. Näher eingegangen wird auf die Goldlagerstätten und Kohlenflöze.

Das Gold findet sich in Seifen. Primär kommt es in kleinen Quarzgängen vor, die das anstehende Gestein durchsetzen. Ein kleiner Teil des Seifengoldes soll auch durch Gletscher aus weiter entfernten Gegenden herbeigeschafft sein.

Die Kohle ist obereocäne Braunkohle. Ihre ökonomische Bedeutung ist zurzeit sehr gering.

O. Stutzer.

A. J. Collier: *Geology and Coal Resources of the Cape Lisburne Region, Alaska.* (U. S. Geol. Survey. Bulletin 278. Washington 1906.)

Verf. beschreibt zunächst Geographie und Geologie vom Kap Lisburne in Alaska, um dann auf die ökonomische Bedeutung der dortigen Kohlenlager näher einzugehen. Kap Lisburne liegt am nordwestlichen Ende von Alaska. Es treten dort zwei verschiedene Kohlen auf. Die eine ist wenig bituminös und mesozoischen Alters. Ihre Lagerung ist einfach. Die andere ist stark oder halbbituminös und carbonisch. Ihre Flöze sind stark gefaltet und gebogen. Die Mächtigkeit der einzelnen Flöze übersteigt nicht vier Fuß.

O. Stutzer.

N. M. Fenneman: *Oil Fields of the Texas-Louisiana Gulf Coastal Plain.* (U. S. Geol. Survey. Bulletin 282. Washington 1906.)

Die normale Reihe der ungestörten Sedimente der Coastal Plain ist: 4. Noch nicht verfestigte Sedimente. wie Ton, Sand. 3. Poröser Kalkstein. 2. Gips. 1. Salz.

Das Ölvorkommen ist an den porösen Kalkstein gebunden. Das Alter der Ablagerungen ist wahrscheinlich Obermiocän. Es folgt eine ausführliche Beschreibung der einzelnen Ölvorkommen.

O. Stutzer.

A. F. Crider: *Geology and Mineral Resources of Mississippi.* (U. S. Geol. Survey. Bulletin 283. Washington 1906.)

Verf. beschreibt zunächst eingehend die Stratigraphie von Mississippi. Es finden sich in diesem Staate folgende Formationen vertreten: Devon, Carbon, Kreide, Tertiär (Eocän, Oligocän, Miocän) und Quartär. Hieran schließt sich eine Beschreibung der nutzbaren Lagerstätten des Landes. Tone und Kalksteine werden besonders eingehend besprochen. Viele Analysenangaben begleiten den Text. Zuletzt folgt noch eine kurze Beschreibung von Öl, Kohle, Erzen, Phosphaten, Sanden, Straßenmaterial, Bausteinen und Mineralquellen.

O. Stutzer.

J. A. Holmes: Preliminary Report on the Operations of the Fuel-Testing Plant of the United States Geological Survey at St. Louis, Mo., 1905. (U. S. Geol. Survey. Bulletin 290. Washington 1906.)

Verf. beschreibt die Probeentnahme und die Untersuchung der verschiedenen amerikanischen Kohlenvorkommen. Die Versuche erstrecken sich auf Verkohlung, Brikettierung, Gasausbringen, Krafterzeugung usw. Viele Tabellen und Analysen fassen diese Versuchsergebnisse zusammen.

O. Stutzer.

Synthese der Gesteine.

P. Hermann: Schmelzversuche mit Orthosilikaten. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 58. 396—404. 4 Taf. 7 Fig. 1906.)

Verf. stellte zur Prüfung der in der neueren Zementliteratur mehrfach ausgesprochenen Ansicht, das Klinkermineral Felith, dessen rhombische Natur TÖRNEBOHM nachgewiesen hatte, habe die Zusammensetzung Ca^2SiO^4 , sei also Kalkolivin, eine Schmelzserie her, die, ausgehend von einer dieser Zusammensetzung entsprechenden Mischung, in jedem folgenden Gliede immer 6,25 % einer Mg^2SiO^4 entsprechenden Mischung mehr enthält.

Bei den ersten Schmelzen mit 0 % Mg^2SiO^4 entstand tatsächlich ein kristallines Pulver mit dem Verhalten des Felith, auch die folgenden beiden Schmelzen zerrieselten noch vollkommen, bei 18,75 % trat noch unvollständiges Zerrieseln ein, wobei bemerkenswert ist, daß auch felithreiche Klinker die Erscheinung des Zerrieselns zeigen. Die Ursache des Zerrieselns ist noch unbekannt.

Bei 50 % Mg^2SiO^4 bildet sich nur ein Körper, „der unschwer als Monticellit gedeutet werden kann“. Daß Monticellit und nicht ein Mischkristall des Forsterits mit Calciumorthosilikat vorliegt, geht in kalkreicheren Schmelzen „aus dem getrennten Auftreten des letzteren Minerals neben Monticellit hervor“, dessen Bildung sich zwischen 31,25 und 81,25 Mg^2SiO^4 verfolgen läßt. „Einschränkend hierzu muß jedoch bemerkt werden, daß Forsterit mit Monticellit Mischkristalle zu bilden bestrebt ist und diese Bildung bereits bei 56,25 % Mg^2SiO^4 deutlich wahrnehmbar ist.“ Bei einem Gehalt von Mg^2SiO^4 über 81,25 % nimmt die Kristallausscheidung den einheitlichen Charakter des Forsterits an.

Es ergab sich ferner, daß Forsterit sich stets vor dem Monticellit ausscheidet und daß ein Maximum der Kristallisationsgeschwindigkeit sich bei der Erstarrung des reinen Monticellits findet, ein zweites bei der Ausscheidung von Forsterit und Monticellit in gleichen Mengen als Mischkristalle eintritt.

Milch.

Topographische Geologie.

M. Lugeon und G. Roessinger: Géologie de la haute vallée de Lauenen (Préalpes et Hautes-Alpes-bernoises). (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) 11. 74—87. 1901.)

Der obere Abschnitt des Tals von Lauenen gehört der inneren Zone der Voralpen, z. T. auch den Kalkhochalpen an. Nach der Ausbildung der Schichten lassen sich vier Zonen in diesem Gebiet unterscheiden.

Die erste Zone wird durch das Auftreten einer grauen, roten oder grünlichen Echinodermenbreccie charakterisiert, die Belemniten führt und als Lias oder Dogger anzusprechen ist. Trias ist durch bunte Mergel, Rauhwacke, dolomitischen Kalk und Gips vertreten. Flysch ist in Form von Mergeln, Kalken, Sandsteinen und Breccien ausgebildet. Die Grenze dieser Zone gegen den des Niesenflysch ist unscharf.

Im Gegensatz zu der vorigen, in der Landschaft stark hervortretenden Zone bildet die zweite Depressionen. Charakteristisch sind für sie schwarze blätterige Mergel mit *Posidonomya* und *Harpoceras*. Sonst treten auf: Trias (wie oben), Kalke und Kalkbreccien (Lias? Dogger?), Flysch (wie oben, dazu Kalkbreccien mit Nummuliten).

Die dritte Zone, die der Oxfordmergel, besteht aus Trias, grauen oder schwarzen Mergeln des Oxford mit *Phylloceras tortisulcatum*, hellgrauen, homogenen Malmkalken mit schwärzlichen Kieselknollen, *Aptychus* führend, und Flysch (Mergel, Kalke, Sandsteine, kristalline und Kalkbreccien mit Nummuliten).

In der vierten Zone herrscht die helvetische Facies der Kalkhochalpen: Eocän (weißer Sandstein, Nummulitenkalk und -schiefer), Requiensienkalk des Urgon, Kieselkalke und Schiefer des Neocom.

Der Bau der drei ersten Zonen macht zunächst einen höchst verworrenen Eindruck. Die Aufschlüsse sind spärlich. Der Flysch und die mesozoischen Sedimente bilden mehr oder weniger lang dahinstreichende Schuppen, die ganz allgemein nach NW. unter den Niesenflysch einfallen. Im Flysch der ersten Zone stecken zwei Triasschuppen mit Klippen von Ormontsbreccie, Liaskalk usw. In der zweiten Zone finden sich zwei Bänder von Posidonienschiefer, die meist von Trias und jurassischen Gesteinen begleitet und durch mächtigen Flysch voneinander getrennt werden. Die Trias kann in den Posidonienschiefern stecken, darunter oder darüber liegen oder auch durch Flysch von ihnen getrennt sein.

Die dritte Zone besteht aus einer wenigstens dreimaligen Wechselagerung von Oxfordmergeln und Flysch. Dieser letztere enthält kristalline und Dislokationsbreccien und führt umfangreiche Klippen von *Aptychus*-Kalk, wie z. B. den Burgbühl am Ostfuß des Vollhorns.

Alle diese drei Zonen mit ihren vielen Schuppen ruhen auf der vierten, helvetischen, entsprechend der allgemeinen Regel, daß die Falten der Kalkhochalpen nach der Reihe schief unter die Voralpen untertauchen. Das ist im Tal von Lauenen prachtvoll zu sehen. Die Decke der Voralpen liegt mit durch die Erosion unregelmäßig gelapptem Rande auf den

Nummulitenschichten der Kalkhochalpen. Dieser Rand bezeichnet aber nicht die ursprüngliche Grenze der Decke, die vielmehr einst weiter südlich reichte. Die Decke der inneren Zone macht die Faltungen ihrer Hochalpenunterlage mit. Sie ist in den Synklinalen der Hochalpen erhalten, von den Antiklinalen heruntergewaschen. In der vierten Zone kann man vier Antiklinalen und Synklinalen unterscheiden.

Was die Beziehungen der Gesteine des Lauenentales zu denjenigen der andern Teile der inneren Zone betrifft, so zeigt die Echinodermenbreccie der ersten Zone viel Übereinstimmung mit dem Gestein einiger Klippen bei den Ormonts, die auch an der Basis des Niesenflysches liegen. Diese Schuppen, zu der auch der Chamoissairegipfel gehört, würden von den Ormonts bis zum Trüttlipaß zwischen Lauenen und Lenk reichen.

Die Zone 2 kann man mit völlig analogem Bau am Col du Pillon beobachten. Auch die dritte Zone hat ihre Analoga anderswo am Rand der Vor- und Kalkhochalpen. Trias, Oxford, Malm und Cephalopoden-Neokom bilden den inneren Rand der Voralpen. Dieselben Gesteine aber finden sich auch an ihrem Kontakt mit dem miocänen Hügellande!

Das untersuchte Gebiet der inneren Zone zeigt eine erstaunliche Schuppung, häufig eine Zermalmung der harten Gesteine. Diese Prozesse müssen vor der Bildung der Hochalpenfalten vollendet gewesen sein, sonst könnte die dritte Zone nicht in den Synklinalen der hochalpinen Unterlage stecken.

Man kann die innere Zone als durch die Überschiebungsdecke der mittleren Voralpen losgeschürfte Fetzen aus den Kalkhochalpen oder als unabhängige, von Süden stammende Falten betrachten. Die Annahme, daß sich die drei Zonen an Ort und Stelle befänden, hat weniger Wahrscheinlichkeit für sich.

Otto Wilckens.

F. Jaccard: Les blocs exotiques de la Hornfluh. (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 38. Procès verbaux. XIII—XV. 1902.)

Verf. hat im Gebiet der Hornfluhbreccie (Voralpen) sechs neue kristalline exotische Blöcke aufgefunden. Es sind lauter veränderte Gabbros, die in dem unter der Breccienmasse liegenden Flysch stecken. Bei Regenmoos südöstlich von Boltigen kommen (exotische?) Kieselgesteine im Flysch vor.

Otto Wilckens.

H. Schardt: Les blocs exotiques de la Hornfluh. (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 38. 49—52. 1902.)

Die exotischen Blöcke des Hornfluhgebietes kommen in dem Flysch vor, auf dem die Breccie, der fossilführende Lias und die Triaskalke der Hornfluh schwimmend ruhen. Durch Erosion der Breccienüberschiebungsdecke sind sie zutage getreten. Auf dem Flyschrücken, der vom Rinderberg nach Zweisimmen zu abfällt, findet man, ebenso wie zwischen Rinderberg und Eggenwaid mehrere Vorkommen von einer grünen, porphyritischen Felsart, die in den tertiären Schiefen ohne Spur einer Kontaktmeta-

morphose auftritt. Dasselbe ist bei zwei Schuppen aus einem ähnlichen Eruptivgestein der Fall, die zwischen Zweisimmen und der Brücke von Blankenburg in den Flysch eingeschaltet sind.

Von den exotischen Blöcken des Niesenflysches unterscheiden sich die der Hornfluh sowohl durch ihre petrographische Natur als durch ihr Auftreten. Jene sind vorwiegend saure Gesteine und erscheinen als Komponenten eines normalen Sediments, diese sind dagegen basisch und können nur bei jener Überschiebung an ihre jetzige Stelle gekommen sein, die die Decke der Hornfluhbreccie in ihre jetzige Lage gebracht hat.

Otto Wilckens.

H. Douvillé: Les Ralligstöcke et le Gerihorn. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 3. 194—202. 1903. Mit 3 Taf.)

Verf. hat das Gebiet seiner Untersuchungen in der Umgebung von Interlaken nach Süden und Westen erweitert und seine Auffassung, daß sich in dem Gebirge zwischen Thuner See und Gasterntal drei tektonische Systeme unterscheiden lassen, bestätigt gefunden. Die Waldeggmasse, der Beatenberg, die Ralligstockkette, der Buchholzkopf und die Gerihornkette, die vom Kiental über den Kandergrund nach dem Gasterntal streicht, gehören dem wurzelnden System H an. Harder und Morgenberghorn, die Berge der rechten Kientalseite und das Gebirge zwischen Kienbach und Kander sowie die Niesenkette sind Teile der Überschiebungsdecke BG. Zur Klippendecke K gehört das Gebirgsstück Spiez—Krattigen und ein Streifen Spiez—Adelboden, ferner die ganze Kette zwischen Lauterbrunnen, Kiental und Kandersteg.

DOUVILLÉ stellt sein System H mit der unteren, das System BG mit der oberen Glarner Decke in Parallele. LUGEON gegenüber vertritt er die Anschauung, daß H nicht schwimmt, sondern wurzelt. In den französischen Alpen sind Belledonne- und Pelvouxmassiv ein tektonisches Analogon zu H, die vierte Schuppe TERMIER's zu BG. Das Briançonnais würde dann K entsprechen.

[Die Decke BG ist helvetisch, ebenso die Kette Blümlisalp—Gespaltenhorn, die DOUVILLÉ zu K rechnet. Auch gehört K über und nicht unter BG. Die exotischen Blöcke als ausgequetschte Klippendecke zu betrachten, ist nicht angängig. Die Bezeichnung H, BG und K sind nicht in die Literatur übergegangen. Die Auffassung des Niesenflysch als eines Teiles der Hochalpen ist in jüngster Zeit (1907) in modifizierter Form von SARASIN und COLLET aufgenommen worden. Die Gleichstellung BG = vierte Schuppe TERMIER's ist unrichtig. Ref.] **Otto Wilckens.**

G. Roessinger: La zone des cols dans la vallée de Lauenen (Alpes bernoises). Thèse de doctorat, université de Lausanne. Auch erschienen in Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 1904.

Mit dem Namen „zone des cols“ hat RENEVIER die Zone belegt, in der die Pässe Pillon, Krinnen, Trüttli und Hahnenmoos liegen und die im Süden von den Kalkhochalpen, im Norden vom Niesenflysch begrenzt wird. Die vorliegende Arbeit behandelt ein östlich und südlich von Lauenen gelegenes Stück dieser Zone. Wenn Verf. diese und jene Frage hat offen lassen müssen, so liegt das an dem komplizierten Bau dieses Gebirgsstücks, an dem häufigen Mangel an Fossilien in seinen Schichten und an der starken Bedeckung des anstehenden Gesteins mit Schutt und Glazialbildungen. Die große Bedeutung, die die Paßzone vom Standpunkt der Deckentheorie beansprucht, sichert der Abhandlung besonderes Interesse.

Schichtfolge

a) der Kalkhochalpen.

Hauterivien: eine Wechsellagerung von dunklen Mergeln und Kalkbänken mit einer unteren, mehr kalkigen, und einer oberen, mehr mergeligen Abteilung. Urgon: weiße, massige Requiendienkalke. Darüber direkt Nummulitenschichten: Sandstein, Kalk und Schiefer.

b) der Paßzone.

Kristalline Gesteine — Gneis, Glimmerschiefer, Granit — sowie ein Carbonsandstein finden sich nur in Blockform. Die Trias ist durch Gips, Rauhwaacke, dolomitischen Kalk, bunten Mergel und hellen Sandstein vertreten. Nur allgemein als mesozoisch muß eine Anzahl von Kalkvorkommen bezeichnet werden, die z. T. sicher dem unteren Lias angehören. Der obere Lias läßt sich durch *Harpoceras aalense* und *Posidonomya Bronni* genau bestimmen. Es folgen schwer trennbare Mergel, die zum größten Teil dem Oxford angehören dürften, während andere oberen Lias und andere Neokom repräsentieren. Kompakte graue Malmkalke mit Kieselknollen haben Aptychen geliefert. Die obere Kreide ist durch dünnbankige weiße Foraminiferenkalke vertreten, der Flysch durch Mergel, Sandsteine und polygene Breccien. Nummuliten sind darin ziemlich häufig. Dem Quartär gehören vorzugsweise Moränen, den jüngsten Bildungen Schuttkegel, Kalktuff und Torf an.

Man kann nach den mesozoischen Ablagerungen in der Paßzone drei Unterzonen unterscheiden: eine südliche, durch die erwähnten mesozoischen Mergel charakterisierte, eine mittlere mit viel oberem Lias, und eine nördliche, in der nur Trias und Quetschzonen im Flysch stecken.

Tektonik

a) des Fußes der Kalkhochalpen.

Der Fuß der Kalkhochalpen wird im Süden von der großen Antiklinale des Dungelschub gebildet, die von zwei Synklinalen flankiert wird. Weiter nördlich ist der Bau komplizierter; eine Schubmasse mit einem Hauterivienkern ruht auf einem Urgon-Eocängewölbe.

b) der Paßzone.

Die Paßzone zeigt isoklinalen Schuppenbau. In der südlichen Unterzone wechseln mesozoische Mergel und Flysch, in der mittleren liegt zweimal eine Serie Trias, oberer Lias, Flysch übereinander, die nördliche zeigt zweimal Trias und Flysch. Linsen und Blöcke von Gesteinen finden sich

in allen Schichten. Manche Gesteinspartien dünne sich im Streichen aus oder finden ihre Fortsetzung in Quetschzonen. Die weichen Gesteine haben sich im allgemeinen besser erhalten als die harten. Die ganze Paßzone stellt gewissermaßen eine riesige Reibungsbreccie dar. Wo Glieder der Schichtfolge fehlen, muß in erster Linie an tektonische Ursachen gedacht werden. Auch die Linsen- und Blockform vieler Gesteine ist eine Folge der intensiven Dislokationen, wenn unter den Blöcken wohl auch normale Breccienkomponenten sein mögen.

c) Kontakt zwischen Kalkhochalpen und Paßzone.

Die Gesteine der Paßzone liegen konkordant auf dem Nummulitenschiefer der Kalkhochalpen. Die Falten und Verwerfungen in den letzteren gehen im Süden des Gebietes auch in jene hinein. Im Norden zeigt aber die Paßzone keine Faltung, sondern ein gleichmäßiges Einfallen der Schichten nach NW. oder NNW. unter den Niesenflysch. Man muß drei Phasen der Dislokation unterscheiden: Die erste hat die isoklinale Struktur der Paßzone und ihre Überschiebung auf die Kalkhochalpen, die zweite die Faltung und die dritte die Verwerfungen hervorgebracht.

Wenn man sich auf den Boden der Anschauungen LUGEON's stellt, der die Voralpen als eine schwimmende Masse betrachtet und ihre Wurzeln im Rhônetal annimmt, so erklärt sich die enorme Schuppung der Paßzone aus dem Druck, den die darüber hingleitenden mittleren Voralpen auf sie ausgeübt haben.

Wenn sich auch die Paßzone in ihrer Gesamtheit infolge ihrer vielfach weichen Gesteine zwischen Kalkhochalpen und Niesenflysch als eine Depression darstellt, so verrät sich doch ihr intensiv gestörter Bau in dem unruhigen Relief, der ihr vielfach eigen ist.

Otto Wilckens.

Ch. Sarasin et L. Collet: La zone des cols dans la région de la Lenk et Adelboden. (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) 21. 63 p. 2 Taf. 1906.)

Die Zone der Pässe (innere Zone der Voralpen) verdient wegen ihrer Bedeutung für die richtige Erkenntnis der tektonischen Beziehungen zwischen den Vor- und den Kalkhochalpen die eingehendste Untersuchung. Eine solche stand bisher für das Gebiet zwischen Lenk und Adelboden noch völlig aus. Die Resultate der Verf. sind folgende:

1. Stratigraphie

a) der Kalkhochalpen.

Über den dunklen, mehr oder weniger mergeligen Kalken des Haute-rivien mit *Toxaster complanatus*, *Exogyra Couloni* usw. folgen in mächtigen Bänken die grauen, mehr oder weniger kompakten Urgonkalke, auf die sich direkt das Eocän legt. (Im speziellen sind die Schichten mit *Orbitulina lenticularis* nicht nachweisbar.) Letzteres beginnt mit einer harten, kieseligen Sandsteinbank, es folgen bräunliche oder graue Nummulitenkalke mit kleinen Nummuliten und viel Lithothamnien, und endlich

oben gelbliche, schieferige Mergel (Leimernschichten). Flysch ist nicht nachweisbar.

b) der Paßzone.

Ihre ältesten Ablagerungen sind Gips, Rauhwaacke und dolomitische Kalke der Trias. Direkt darüber liegen schwarze, regelmäßig gebankte Kalke mit schieferigen Zwischenlagen. An Fossilien sind verschiedene Belemniten, darunter *Belemnites acutus*, *Arietites raricostatus*, *Aegoceras*, *Gryphaea obliqua*, *Zeilleria numismalis* zu vermerken. Dieser Komplex repräsentiert Rhät [warum? Ref.], Hettangien und Sinémurien. Er wird von grobbankigen, quarzitischen Sandsteinen mit Belemniten überlagert, die beinahe stets Dolomit- und Kalkfragmente führen und mancherwärts in echte Konglomerate mit Granitkomponenten übergehen. Diese Gesteine ähneln gewissen Sandsteinen und Konglomeraten der Niesenzone. Nun folgen dunkle Mergelschiefer, die „Schistes mordorés“ LUGEON's und ROESINGER's (mordoré = goldkäferfarbig) mit Linsen und Bänken von sehr hartem, schwarzem Sandstein. QUEREAU hat diese Schichten teils für Neokom, teils für Flysch erklärt; aber bei Lauenen haben entsprechende Bildungen Toarcienfossilien geliefert. Dunkle, sandig-glimmerige, z. T. mergelige Kalke mit *Zoophycus*, Belemniten und *Stephanoceras Humphriesi* vertreten das Bajocien. Östlich der Simme fehlt jede mergelige Ablagerung, die als Oxford gedeutet werden könnte. Den Malm vertreten sonst grobbankige, graue, kompakte Kalke. Ihre Verbreitung ist gering. Unterkreide fehlt ganz, die obere repräsentieren einige zertrümmerte Zonen von hellgrauem Kalk, eine graue und wenig mergelige Fazies der Couches rouges.

Flysch ist viel weniger vorhanden, als man erwartet hatte; abgesehen von einem Vorkommen im Pöschenedertal ist er nur durch den Niesenflysch vertreten. Die Verf. haben in bezug auf die Zurechnung der blätterigen Kalkmergelschiefer, Sandsteine und polygenen Konglomerate der Niesenzone zum Tertiär ernste Bedenken, weil diese Bildungen eine frappante Ähnlichkeit mit gewissen Liasgesteinen haben, weil im Niesenflysch Belemniten gefunden sind usw.

Dem Quartär gehören Moränen, Bergstürze und zahlreiche Landschlipfe an.

2. Tektonik.

Beim ersten Anblick scheint die Paßzone ein breites Gewölbe zu sein; denn ihre Schichten fallen einerseits nordwestlich unter den Niesenflysch, andererseits südöstlich unter den verkehrten Mittelschenkel der Stirnfalte der Kalkhochalpen. In Wahrheit wird sie aber aus aufeinandergehäuften liegenden Falten aufgebaut. Zwischen Lenk und Adelboden unterscheiden die Verf. vier solcher Falten. Von ihnen ist die nordwestlichste (IV) die vollständigste. Von Adelboden bis Lenk kann man eine Triaszone verfolgen, die ihr angehört und die die unmittelbare Unterlage des Niesenflysches bildet. Ganz im Norden fehlen die jüngeren Schichten, was auf Schuppenbildung beruht, dann treten Malm und Couches rouges, im Süden auch Lias und Dogger auf. Zu dieser Falte gehörige Deckschollen liegen

am Regenbolshorn u. a. O. auf den nächstfolgenden beiden Falten. Ihre Hauptentwicklung hat sie im Oberlaubhorn. Die nächste Falte (III) ist zwischen Geilsberg und Lenk entwickelt und besteht aus Trias und Lias. Die II. bildet die Kette des Höchst, ferner Regenbolshorn und Pommerngrat. Diese Falte taucht im Norden unter die große, überliegende Hochalpenfalte Mittaghorn—Fixer—Ammertenhorn, weiter südlich unter eine Schuppe von Urgon und Neocom, die sich unter dieser Falte noch entwickelt. Die letzte Falte (I) tritt nur südöstlich von Adelboden zutage.

Für die Beurteilung der Frage, ob die Paßzone eine von Süden stammende Schubmasse ist oder ob ihre Falten im Nordwesten unter dem Niesenflysch wurzeln, scheinen den Verf. einige Punkte besondere Beachtung zu verdienen. Da ist zunächst die Richtung der Scharniere. Die Falten II und III lassen südostwärts gerichtete Antiklinalscharniere erkennen. Demnach wären die Falten der Paßzone nach Südosten übergelegt und wurzeln im Nordwesten. Wollte man sie von Südosten herleiten, so müßte man alles, was auf den Profilen der Verf. als Antiklinalen erscheint, als Synklinalen auffassen und umgekehrt. Ferner haben fast alle Falten annähernd vollständige Mittelschenkel. Wären sie von weit hergeschoben, so ginge das nicht an. Die Falten ruhen auf Unterkreide und Tertiär von hochalpinen Fazies. Man kann in den Kalkhochalpen bei Lenk unterscheiden: ein Gewölbe, das nur unmittelbar südlich von Lenk zutage tritt, ein breites Gewölbe, das am Fuß des Oberlaubhorns erscheint, dann die bedeutende Antiklinale, die weiter westlich die Kette des Iffgenhorns bildet, ferner eine übergeschobene Schuppe aus Urgon und Eocän, und endlich die große, nach Nordwesten übergelegte Falte Mittaghorn—Fixer—Ammertengrat—Laufbodenhorn, deren verkehrter Mittelschenkel nacheinander die Stirn der voralpinen Falte II, dann die Urgon-Eocänschuppe und endlich die Stirn der Falte IV überdeckt. Die hochalpinen Falten reduzieren sich in der Richtung von Südwest nach Nordost. Umgekehrt entwickeln sich die unteren Falten der Paßzone um so stärker. Es macht den Eindruck, als hätten zwei Bewegungen gegeneinander gewirkt, eine aus Nordwesten und eine aus Südosten; denn die beiden Faltenysteme dringen ineinander ein (vergl. namentlich Profil VII). Es scheint, als habe im Bereich der Paßzone eine Geosynklinale bestanden, die von beiden Rändern her überfaltet wurde. Dazu würde dann allerdings ganz und gar nicht die Annahme passen, daß die äußeren Voralpen in Beziehung zur Paßzone stünden. Beide sind vielmehr selbständige tektonische Einheiten.

Alles in allem sind die Resultate der Deckentheorie nicht gerade günstig. [Vergl. aber dazu die folgenden Referate.]

Otto Wilckens.

1. G. Roessinger: Notice à propos du travail de SARASIN et COLLET sur la zone des cols dans la région de la Lenk et Adelboden. (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) 21. 637—639. 1906.)

2. M. Lugeon: Notice à propos du travail de SARASIN et COLLET sur la zone des cols dans la région de la Lenk et Adelboden. (Ebenda, 642—643.)

Auf Grund seiner Aufnahmen im Jahre 1902 widerspricht ROESSINGER einer Anzahl von Angaben SARASIN's und COLLET's, ebenso M. LUGEON, der auch unbedingt an der Deckennatur der Voralpen festhält. Die im folgenden Referat besprochene Arbeit ist die Antwort auf diese Einwürfe.

Otto Wilckens.

Ch. Sarasin et L. Collet: Notice complémentaire sur la zone des cols dans la région de la Lenk. (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) 22. 532—543.)

Weiter fortgesetzte Studien veranlassen die Verf., einige Angaben ihrer Publikation über dasselbe Gebiet [vergl. das Referat oben] zu modifizieren.

Das Laubhorn besteht nicht aus Urgon, sondern aus Malm mit darunterliegendem Oxford. Zwischen Stalden und Siebenbrunnen kann man drei Schuppen von Oxfordschiefern konstatieren. Die großen Kalkwände an der Südwestseite der Erhebung nördlich von Stalden sind nicht Urgon, sondern Malm, und zwar legen sich hier zwei Schuppen von Malm übereinander. Dieser Malm ist die Fortsetzung dessen von Wängi und des Regenbolshorns und setzt sich nach Westen unterhalb Langen und Ober-Laub fort. Auch der Felsen bei Trogegg gehört dazu. Die Verf. hatten dies alles als Urgon kartiert. Auch das angebliche Urgon zwischen dem hochalpinen Eocän vom Ritzberg und der Trias des Oberlaubhorns ist in Wirklichkeit Malm. Der als mittlerer Lias kartierte Sandstein von Matten hat *Orthophragma* geliefert, ist also wohl tertiär. Dasselbe Fossil haben die Verf. auch in anderen Sandsteinen gefunden, die sie zum Lias gestellt hatten. Das Profil des Oberlaubhorns wird durch diese Feststellung ganz wesentlich geändert. Tatsache bleibt, daß die Trias—Lias-Schuppe des Oberlaubhorngipfels in die Eocänsynklinale des Ritzbergs eindringt. Bezüglich der Trias zwischen Metschhorn und Metschstand müssen die Verf. ihre Auffassung gegenüber den Einwürfen ROESSINGER's voll und ganz aufrecht erhalten.

Was die gesamte Auffassung der Voralpen anbetrifft, so findet man nirgends Falten mit sichtbaren Scharnieren, die von Süden nach Norden in den Flysch eindringen, während mehrere Synklinalen nach Norden gerichtet sind. Der Deckentheorie wollen sich die Verf. erst anschließen, wenn die Zugehörigkeit der Wurzeln der Gegend von Siders zu den Voralpendecken nachgewiesen ist.

Otto Wilckens.

Ch. Sarasin et L. Collet: La zone des cols et la géologie du Chamossaire. (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) 24. 586—608. 1907.)

1. Nach weiteren Exkursionen und Literaturstudien schließen sich SARASIN und COLLET der Theorie SCHARDT's und LUGEON's an und betrachten nun auch ihrerseits die Voralpen als eine von Süden gekommene Überschiebungsdecke. Es bleiben aber trotzdem noch genug Schwierigkeiten für die tektonische Deutung der Paßzone übrig. Verf. erläutern an der Hand eines schematischen Profils ihre neue Auffassung dieses Gebirgsstückes. Der Niesenflysch ist von dem Flysch der Voirons, der Pleiades und des Niremout ganz und gar verschieden. Deshalb schon kann die äußere Zone nicht ein Stück der inneren sein. Der Niesenflysch ist überhaupt nicht prä-, sondern hochalpin und stellte ursprünglich die tertiäre Bedeckung der Wildhornfalte dar. Nachdem eine erste Voralpendecke sich gebildet und die Stirn der Hochalpenfalten erreicht hatte, bildete sich eine zweite, schob den Niesenflysch von den Kalkalpen herunter und legte ihn in einer großen liegenden Falte vor die Hochalpen über die erste Decke (die Paßzone). Im Prinzip hat so die Paßdecke [Freiburger Decke nach der Bezeichnung STEINMANN's. Ref.] dieselbe Lage wie die Schuppe von Cephalopodenneocom zwischen der Diablerets- und der Morclesfalte. Das Verschwinden des Niesenflysches und der Paßzone im Val d'Illiez deuten die Verf. als Wirkung der Erosion resp. des Verschwindens der Wildhornfalte.

Der Niesen- und Ormontssandstein ist sicher tertiär (Unteroligocän), aber es können wohl Liaspartien der unterliegenden Paßdecke aus dem Flysch hervorschaun.

Die Verf. glauben, daß die Voralpen nur aus zwei Decken bestehen. Die der präalpinen hat drei Verzweigungen: Paßzone, äußere Zone und mittlere Voralpen. Die andere ist die der Chablais—Hornfluhbreccie.

Da die Voralpen keilförmig in die Synklinalen der Hochalpen eindringen, so müssen die Falten der letzteren nach der Überschiebung der ersteren entstanden sein.

2. RENEVIER und SCHARDT betrachteten den Chamossaire als eine auf Flysch geschobene und von Flysch bedeckte normale Serie. In Wahrheit liegen über dem Flysch zwei tektonisch und stratigraphisch verschiedene Massen. Die untere besteht aus Trias, schwarzen Arietenkalken, schwarzen tonigen Schiefern (Toarcien — unteres Bajocien), dunklen Kalken mit *Zoophycus*, Callovien-Mergelschiefern und Oxfordschiefern. Die obere wird von Rauhwaacke, Spatkalken und Kalkbreccie aufgebaut. Diese Breccie enthält Belemniten und ist wohl Lias. Sie liegt über Flysch und Malm der ersten Serie. Die Verf. betrachten sie als eine zur Brecciendecke gehörende Deckscholle. Zwischen Chamossaire und Perche öffnet sich ein Fenster. Die Bedeckung der Chamossairebreccie durch Flysch bei Perche und Chavonnes beruht auf einer lokalen, unbedeutenden Störung.

Otto Wilckens.

Ch. Jacob: Note sur la tectonique du massif crétacé situé au nord du Giffre (Haute-Savoie). (Bull. Serv. Carte géol. France. 16. [No. 108.] 253—263. 2 Taf. 1905.)

Zwischen dem Tal des Giffre zwischen Sixt und Samoens einerseits und der Schweizer Grenze andererseits, liegt ein kleines Kreidemassiv, an dessen Erforschung bereits A. FAVRE, MAILLARD, HAUG und RITTER gearbeitet haben. Die Forschungen des Verf.'s haben sich namentlich auf den südlichen Teil bezogen.

Das Streichen der Schichten ist SW.—NO. Vertreten ist oberer Jura, Unterkreide mit Berrias-Mergeln, Valanginien-Mergelkalken, mergeligen Kalken des Hauterivien, sodann Urgon, oberes Aptien und Gault, Oberkreide (Senon?), endlich Nummulitenkalk und Flysch.

Man kann folgende tektonische Elemente unterscheiden:

- I. Bostan-Antiklinale.
 1. Synklinale des Bostantälchens.
- II. Tuet—Signal de Foilly-Antiklinale.
 2. Barmes-Synklinale.
- III. a und b. Kleine Antiklinalen des Couarraplateaus.
 3. Avondruz-Synklinale.
- IV. Clévieux—Pointe Rousse-Antiklinale, die an letzterem Berg in eine Faltenverwerfung übergeht und sich in der Überschiebung der Pointe de Sambet wiederfindet.

Die Achsen dieser Falten heben sich von SW. nach NO. In der gleichen Richtung legen sich die Falten mehr und mehr über.

Außerhalb des in Rede stehenden Gebietes setzen die Falten I, II, IIIa und IIIb in den Dents du Midi, dem Mt. Ruan und der Tour-Saillère fort. Die Falte IV ist allem Anschein nach ein tektonisches Analogon zur Diableretsfalte. Wie diese auf der Dent de Morcles, so liegt jene auf den Falten, die weiterhin die drei genannten Berge auf der Westseite des Rhône'tals aufbauen. Was die Fortsetzung der Falten nach der andern Seite, nach SW., in das Gebiet der liegenden Falten des Mt. Joly betrifft, so kann man die Falte VI RITTER's im Malm der Faucilles du Chantet oberhalb Sixt und im Grenairon verfolgen. Die vereinigte Falte IV—V bildet die liegende Falte des Clévieux, die weiter nach NO. in die Pointe Rousse geht und hinter den Dents du Midi-Falten liegt. Sie entspricht also der Falte IV des Verf.'s. Man könnte danach vermuten, daß die Falten I—III des Mt. Joly den Dents du Midi-Falten entsprechen. Aber dem widersprechen verschiedene Erscheinungen: die periklinale Endigung der Tuet—Foilly-Antiklinale im Westen und der Umstand, daß die Bostan-Antiklinale als stehende Falte beginnt. Auch kennt man die Falten des Mt. Joly I—III nur im Lias und Dogger, nirgends aber in der Kreide.

Otto Wilckens.

L. Collet: Note sur la tectonique du massif du Haut-Giffre. (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) 22. 544—546. 1906.)

Die jurassische Schichtenserie (Lias—Oxford), die die Pointe de Sambey aufbaut, findet ihre Fortsetzung in der unteren Falte der Pic de Tanneverge. Eine Verbindung mit der oberen Falte, wie JACOB sie angenommen hat, ist nicht angängig. Die untere Falte findet sich am Ruan und an der Tour-Saillère wieder, wo sie an Ausdehnung zunimmt und zu einer großen liegenden, zerteilten Antiklinale wird, die das Herz der Dents du Midi-Falte bildet.

Otto Wilckens.

M. Hollande: La zone subalpine aux environs de Chambéry. (Bull. Serv. Carte géol. France. 15. [No. 101.] 467—485. 1 Taf. 1904.)

Verf. verfolgt die einzelnen Anti- und Synklinalen der subalpinen Ketten, vom Massiv von Allevard über das Isèretal bis in die Juraketten westlich des Lac du Bourget. Die Sättel und Mulden werden ihrer Ausbildung und ihrem Verlauf nach einzeln geschildert. Letzterer wird auch auf einer Karte zur Darstellung gebracht.

Otto Wilckens.

Maurice Lugeon: Les dislocations des Bauges (Savoie). (Bull. Carte géol. France. 11. [No. 77.] 112 p. 6 Taf. 1900.)

Mit dem Namen „Les Bauges“ bezeichnet man ein Stück der subalpinen Ketten Savoyens, das auf drei Seiten von tiefen Tälern begrenzt wird: von dem des Lac d'Annecy und dem von Faverges, dem des Grésivaudan und dem der Cluse de Chambéry. Im Westen ist die Grenze gegen die Molassehügel nicht scharf. Die Bauges liegen fast ganz auf dem Blatt Albertville der geologischen Karte von Frankreich 1:80 000.

Die Formationen, die am Aufbau dieses Gebirgsstückes teilnehmen, sind folgende:

Die ältesten Schichten gehören dem oberen Lias in Dauphinéfazies an. Dogger läßt sich nicht sicher nachweisen, dagegen das Callovien, das durch braune Mergelschiefer mit *Posidonomya alpina* vertreten ist. Darüber folgen Oxford (dunkle, tonige Kalke mit Ammoniten) und die Stufen Rauracien und Séquanien, in denen Kalke mehr und mehr zur völligen Herrschaft gelangen. Die grauen massigen Kalke des Kimmeridge bilden regelmäßig Steilwände. Es geht allmählich in das Tithon über, das vorwiegend aus brecciösen und aus weißen, gebankten Kalken besteht. Die grauen, gelben oder bläulichen Mergelkalke des Berrias spielen als leicht kenntlicher Horizont eine wichtige Rolle. Das Valanginien kommt in den Bauges in drei verschiedenen, aber durch Übergänge verknüpften Fazies vor: als wandbildende koralligene Kalke, als Mergel mit verkiesten Ammoniten und als kalkige Mergel von dunkler Farbe. Bei letzterer Ausbildung findet ein unmerklicher Übergang in die Mergelkalke des Hauterivien statt. Mit scharfer Grenze folgt darüber das Urgon, in dem sich an der Basis Kalke mit *Requienia ammonica*, darüber, geschichtet, das

Rhodanien mit *Orbitulina lenticularis* und oben alabasterweiße Kalke mit *Requienia Lonsdalei* unterscheiden lassen. Das Aptien läßt sich nicht nachweisen, das Albien besteht aus fossilarmen Grünsanden; manchmal fehlt es. Dann folgt Senon. Seine Mächtigkeit wechselt beträchtlich, es kann ganz fehlen, vielleicht in dem einen Schenkel einer Synklinale, in deren anderem Schenkel es stark entwickelt ist. Vorwiegend besteht es aus mergelig-schieferigen Kalken. Die Kreide schließt mit schwarzen Stinkkalken und Mergeln, die den Wangschichten der Schweiz entsprechen.

Das Eocän beginnt mit einem Konglomerat mit großen Nummuliten, worauf entweder die Schichten mit *Cerithium Diaboli* und Kalke mit kleinen Nummuliten oder schieferige weiße Kalke mit Fischschuppen folgen. Darüber liegt das Tongrien, hier von HOLLANDE „fausse Molasse“, von RÉVIL und DOUXAMI „grès des Déserts“ genannt. In den westlichen Synklinalen der Bauges liegt darauf noch das Aquitan in Form von Mergel und Sandstein.

Das Quartär des Gebietes besteht in alpinen und lokalen Moränen, fluvioglazialen Bildungen, Bergschlipfen und jüngsten Ablagerungen.

Die Falten, in die die vorquartären Schichtgesteine der Bauges gelegt sind, werden von LUGEON in einer den größten Teil der Abhandlung einnehmenden detaillierten Beschreibung behandelt. So viel interessante Beobachtungen dieser Abschnitt des Werkes auch enthält, so muß ich mir doch versagen, darüber ausführlich zu referieren, sondern mich darauf beschränken, die allgemeinen Resultate anzuführen.

Die Falten der Bauges streichen von Norden nach Süden und sind nach Westen übergelegt. Auffallend ist der Gegensatz der Intensität der Faltung in den Mulden einerseits und in den Sätteln anderseits. In den Synklinalen ist die Faltung einfach. Dabei haben die Mulden im Süden des Massivs bedeutende Breite und Bootform, nördlich des Chéran stehen die Falten dichter. Die von Urgon gebildete Antiklinale Semnoz-Bauges-Revard ist einfach. Aber 2 km weiter südlich zeigt die jurassische Unterlage der Kreide statt eines einfachen einen dreifachen Sattel. Das läßt darauf schließen, daß die Faltung in der Tiefe intensiver ist als weiter gegen die Oberfläche hin. Die Erscheinung läßt sich außer an der genannten auch noch an anderen Falten erkennen. Diese Disharmonie oder Diskordanz der Faltung ist zweifellos vorhanden. Sie ist eine auffallende und bemerkenswerte Erscheinung. Durch die Annahme einer vorcretaceischen und durch die Kreide hin andauernden Faltung kann sie nicht erklärt werden; sie ist sicher das Produkt der tertiären Faltung. Zudem kennen wir analoge Phänomene am Mont Joly und den ihm vorgelagerten Ketten. Wie hier so muß auch in den Bauges der maximale Effekt des tangentialen Druckes in einer gewissen Tiefe auftreten. An der Oberfläche erscheint eine bloße Aufwölbung, wo in der Tiefe intensive Faltenbildung herrscht. Auf die Natur der Gesteine kommt es dabei so gut wie gar nicht an. Die Ketten der Bauges werden von weitgeschwungenen querlaufenden Synklinalen gekreuzt. Eine solche begrenzt das Massiv sowohl im Norden wie im Süden, und eine weitere hat den Lauf des

Chéranflusses vorgezeichnet. Letztere Synklinale, die also auf einer Krümmung der Faltenachsen beruht, tritt in den verschiedenen Ketten nicht mit der gleichen Intensität auf. Man hat früher von einer Horizontalverschiebung des Chéran gesprochen. Sie ist nicht vorhanden. Ebenso wenig existiert die angebliche Verschiebung des Lac d'Annecy. Auch hier handelt es sich nur um eine transversale Synklinale.

Aus der Gegend von Faverges bis nach St. Pierre d'Albigny läuft im Streichen einer Falte eine Flexur, die z. T. in eine Verwerfung übergeht. Was östlich dieser Dislokation liegt, hat sich gesenkt. Die Flexur bezeichnet den Rand eines abgesunkenen Stückes der Belledonnemasse, der sich in der Sedimentdecke widerspiegelt.

Was die Beziehungen der Ketten der Bauges zu denen des Genevois betrifft, so sind die einen die direkte Fortsetzung der anderen. Aber nur eine von den sieben Antiklinalen, die sich hier und dort finden, verlängert sich ins Chartreusemassiv. Es ist der Semnozsattel. Er wird von der Synklinale von Les Déserts begleitet. Alle andern Falten werden, eine nach der anderen, vom Isèretal schräg abgeschnitten. Ihre Fortsetzung ist nach der gewöhnlichen Annahme in der Sedimentbedeckung des Belledonnemassivs zu suchen. Aber wegen der Faltungsdiskordanz zwischen Jura und Kreide muß man sehr vorsichtig mit der Identifizierung der Falten sein. Jedenfalls sind aber die Bauges nicht die unmittelbare Fortsetzung der ganzen Chartreusemasse, was man nach der geographischen Karte leicht vermuten könnte. Die subalpine Zone im Sinne LORY'S ist also in tektonischer Hinsicht nicht einheitlich. — Der versuchte Nachweis, daß der jungen alpinen Faltung und ihren Ketten der Verlauf durch die alten Falten vorgezeichnet sei, läßt sich für die subalpine Zone, in der kristalline Massen nicht zutage treten, überhaupt nicht exakt führen.

Die Richtung der Falten erfährt an den transversalen Synklinalen vielfach eine gewisse Ablenkung. Die Falten scheinen in den Räumen zwischen den Punkten tiefster Lage der Faltenachsen am stärksten vorgezogen zu sein. Dazu macht sich die Tendenz einer Bewegung gegen die transversalen Depressionen hin bemerkbar. Beide Umstände sprechen dafür, daß letztere früher entstanden sind als die eigentlichen Falten, wenn es sich natürlich auch nicht um zeitlich weit auseinanderliegende Vorgänge, sondern um Resultate desselben Schubes handelt. Man könnte versucht sein, die Starrheit der alten Massen für die Entstehung der Transversalmulden verantwortlich zu machen, anzunehmen, daß sie sich vor oder über den höchsten Partien der kristallinen Massive befänden, zwischen denen der Zusammenschub auf die Sedimentdecke am kräftigsten hätte wirken können. Nichts davon läßt sich nachweisen.

Die durch die Kontraktion in Bewegung gesetzte Erdkruste sucht ins Gleichgewicht zu kommen und folgt dabei wahrscheinlich denselben Gesetzen wie eine Flüssigkeit, nur viel langsamer. Sehr intensive Bewegungen, die sich in der Tiefe vollziehen, brauchen sich daher an der Oberfläche kaum oder gar nicht zu verraten. Dafür sind die Falten des Mt. Joly und des Arvetales ein ausgezeichnetes Beispiel. Eine Gebirgs-

kette bildet sich zunächst nur geologisch, erst später tritt sie ans Licht und wird ein Gebirge im geographischen Sinne. MARCEL BERTRAND hält diese Theorie für allgemein anwendbar.

Die großen Bogen, die die Ketten des Genevois beschreiben, und ihre Zusammendrängung gegen die Arve hin hängen mit dem Auftreten der exotischen Schubmassen des Chablais und der Klippen von Les Annes und Sulens zusammen. Letztere haben offenbar durch ihre Last die Entstehung der weiten Synklinale des Reposoirs herbeigeführt, erstere hat die Faltung unter sich unmöglich gemacht, so daß der tangentielle Druck sich nur in der engen Zusammenpressung der Falten in der Gegend des Arvetales äußern konnte. Das setzt natürlich voraus, daß die Überschiebungen sich vor dem Eintritt der letzten Faltung vollzogen haben.

Otto Wilckens.

C. G. S. Sandberg: Études géologiques sur le Massif de La Pierre à Voir, Bas-Valais. Thèse de doctorat, Paris 1905. 132 p. 6 Taf.

SANDBERG gibt eine genaue geologische Bearbeitung des Gebirgsstockes von „La Pierre à Voir“ bei Martigny im Wallis. Stratigraphisch unterscheidet er in diesem Gebiet:

Präcarbon. Nicht sicher nachgewiesen.

Produktives Carbon. (Stratigraphie nach TERMIER.) Schwarze, sericitische Schiefer mit FeS_2 und grobe graue Sandsteine ohne konglomeratischen Charakter, schieferig und sericitisch, Schmitzen von Anthracit führend. Nach der Tiefe und gegen das Innere der Kette werden die Schiefer mehr kristallin und gehen in die Casanna-Schiefer über, metamorphe Schiefer von wechselnder Farbe, chlorit- und epidothaltig, mit großen Quarzkonkretionen, an ihrer Basis in Gneis übergehend. Fossilleer.

Untere Trias. Helle kompakte, chloritische, sericitische Quarzite, direkt auf den schwarzen Carbonschiefern lagernd. Fossilleer.

Mittlere Trias. Gipsführende bunte Schiefer. Im Gips brecciöser Dolomit, der stellenweise feinkörnig und wohlgeschichtet wird.

Obere Trias. Brecciöser, weißgelber Dolomit mit Albitkristallen, oft kristallin und von Quarzadern durchzogen. Mit Rauhacken wechsellagernd.

Obere Trias—Unterer Jura—Mittlerer Jura. Kalkige, sericitische, dunkle, leicht verwitternde zerreibbare Tonschiefer. Schistes lustrés. Bündner Schiefer. Die Ansichten früherer Autoren von diesen Schichten, wie GERLACH, LORY, HEIM, SCHARDT, LUGEON, STEINMANN usw. werden eingehend gewürdigt.

Unterer Lias. Sinémurien. Kristalline Kalke mit *Ammonites geometricus* OPP. und zahlreichen kleinen Belemniten.

Mittlerer Lias. Schwarze Schiefer mit verkiesten Ammoniten, *Aegoceras planicosta*, *Amaltheus margaritatus*.

Oberer Lias. Brecciöse und tonige Schichten mit großen Belemniten, Ammoniten und Stielgliedern von *Pentacrinus*.

Oberer Lias—Mittlerer Jura. Kalkige, sericitische, pyrithaltige, stark gefaltete große Tonschiefer.

Malm. Reine, kompakte, kristalline Kalke von aschgrauer Farbe und zwischengelagerten hellen Sandsteinen.

Das untersuchte Gebiet grenzt westlich an die Mont Blanc-Zone und wird von der Zone der Aiguilles d'Arves und der axialen Carbonzone geschnitten (im Sinne von E. HAUG). Die Profile und die Karte zeigen folgende tektonischen Verhältnisse: An die bei Martigny aus dem Glazialschutt blickende Kette kristalliner Gesteine von Gneis und Granit legen sich in mechanischem Kontakt und diskordant von NW. nach SO. aufeinander eine Reihe von Synklinalen, deren nordwestlichste, aus jüngster Trias mit Jurakern bestehend, von aus immer älteren Gesteinen gebildeten abgelöst wird, bis zuletzt die südwestlichste eine aus ältestem kristallinen Carbon mit einem Kern unterer Trias gebaute Synklinale darstellt.

Die Profile geben also das typische Bild einer Wurzelgend und Verf. ist der Ansicht, daß sich die Wurzeln der Deckfalte der Dents du Midi—Dents des Morcles im verkehrt liegenden Mittelschenkel der Arpille-Synklinale finden, die sich von Martigny an in das kristalline Massiv einsenkt. Der normale Hangendschenkel der Diablerets-Falte würde in den Trias- und Juraschichten zu suchen sein, die sich der Ostseite des Mont Chemin auflegen, während der verkehrte Mittelschenkel dieser mesozoischen Synklinale den verkehrten Mittelschenkel der Mont Gond-Antiklinale bilden würde.

Es folgt dann ein eingehender Bericht über die petrographische Untersuchung der Gesteine, der wir die interessante Tatsache entnehmen, daß Verf. ein Zunehmen des Metamorphismus der Schichten gegen die Wurzeln hin konstatieren konnte. Der Metamorphismus ist teils ein dynamischer, der bei der Faltung die Schichten veränderte, zur Hauptsache aber ein Kontaktmetamorphismus, der teils vor, teils während der Faltung infolge des Emporsteigens granitischen Magmas unter der Alpen-Geosynklinale einsetzte. Wenn der Granit der Zentralalpen also oligocän und post-oligocän ist, dann müssen wir auch seine Reste an der Stirn der Antiklinalen finden, die weiter im Süden wurzeln. Infolge der großen Plastizität wird das Magma in den mittleren Teilen der Antiklinale nur wenig zu finden sein, sondern mehr am Stirnrand der Decken. So erklärt sich das Phänomen der exotischen Blöcke des Flysches und der Klippen. Besonderen Wert erhält die Arbeit durch die bunt ausgeführte Karte 1:50000.

Welter.

C. G. S. Sandberg: L'âge du Granit alpin. (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) 23. 580—594. 1907.)

Gegenüber DUPARC's Einwüfen (vergl. dies. Jahrb. 1908. I. -69-) hält SANDBERG seine früher aufgestellte Behauptung (vergl. dies. Jahrb. 1907. II. -406-, sowie das vorhergehende Ref.) aufrecht, daß die basischen

Massen, die auf die Synklinalen der großen liegenden Falten der Westalpen beschränkt sind, z. T. metamorphe Sedimente sind. Ihre Metamorphose ist auf das Magma zurückzuführen, in dessen Wirkungskreis sie bei der Faltung kamen. Verf. beruft dabei sich auf gewisse, von LACROIX beschriebene exo- und endogene Umwandlungserscheinungen an Granit. Die Verbreitung des Metamorphismus steht im Zusammenhang mit den Faltungen. Die mikroskopischen Untersuchungen des Verf.'s haben gezeigt, daß die Umwandlung in einer bestimmten Gesteinsschicht zunimmt: in einer Antiklinale gegen die Wurzel, in einer Synklinale nach dem Scharnier zu. Kontaktwirkungen brauchen ja nicht nur an der Berührungsfläche aufzutreten. Auch wenn wir das Eruptivgestein selbst nicht sehen, können wir doch seine Wirkungen wahrnehmen. In den Alpen müssen Granite an der Faltung in einem Zustande teilgenommen haben, in denen sie kontaktmetamorphosierende Wirkungen ausüben konnten.

Was die aus dem Vorkommen von kristallinen Geröllen in den alten Konglomeraten hergeleiteten Argumente anbetrifft, so kann man doch nicht gut annehmen, daß in diesen hochgradig metamorphosierten Sedimenten die im Verhältnis kleinen Gerölle, deren Bindemittel hochgradig kristallin geworden ist, allein der Umwandlung entgangen sein sollten. Das gilt sowohl von den Konglomeraten im Sockel der Dent des Morcles, als auch von den carbonischen. Es ist nicht angängig, aus dem Vorkommen dieser Gerölle den Schluß zu ziehen, daß gewisse kristalline Gesteine der Alpen schon vor der Bildung der Konglomerate existierten. [Verf. vergißt dabei, daß es Endprodukte der Metamorphose gibt, die durch weitere Metamorphose nicht mehr verändert werden. Ref.]

Otto Wilckens.

P. Termier: Observations au sujet d'une note de M. C. DIENER intitulée „Nomadisierende Schubmassen in den Ostalpen“. (Bull. soc. géol. de France. (4.) 4. 342—344. 1904.)

TERMIER widerspricht einigen von DIENER gegen die Auffassung der Hohen Tauern als Deckenland gemachten Einwüfen. Er weist u. a. darauf hin, daß die Schichten von Decken nicht notwendigerweise nach der Wurzel hin einfallen müssen. Ganz unangebracht ist der Ausdruck „nomadisierende Schubmasse“; denn die Decken sind weiter nichts als sehr weit getriebene liegende Falten. Es ist heutzutage kühner, alles in den Alpen an Ort und Stelle zu glauben, als für die Ostalpen Deckenbau anzunehmen.

Otto Wilckens.

P. Termier: Observations sur la tectonique des Alpes françaises. (Bull. de la soc. géol. de France. (4.) 3. 1904. 629—631.)

Verf. wendet sich gegen einige von W. KILIAN geäußerte Auffassungen über den Bau der französischen Alpen. Er glaubt, daß derselbe mit demjenigen der Schweizer Alpen ursprünglich identisch sei und daß trotz des absoluten Mangels von Resten von Decken mit innerer Wurzel solche doch

vorhanden gewesen sind. Auch der Ansicht, daß die Entstehung des Fächers des Briançonnais der Deckenbildung gefolgt sei, vermag sich **TERMIER** nicht anzuschließen. Er glaubt, daß die Überschiebungen über den Fächer hingegangen sind und ihn deformiert haben.

Otto Wilckens.

E. Haug: Sur les racines des nappes de charriage dans la chaîne des Alpes. (Compt. rend. de l'Acad. des Sc. 138. (1904.) 60—62.)

Die Decke der Chablais- und Hornfluhbreccie hat ihre Wurzel in der Zone des Briançonnais und des Combin, in der ähnliche jurassische Breccien auftreten. Die Decke der mittleren Voralpen und die höchsten Teile der Klippen von Les Annes und Sulens müssen demnach eine noch mehr nach außen liegende Wurzel haben. Somit kann die Zone der Aiguilles d'Arves dafür allein in Betracht kommen. Die Klippen der Ubaye, die in dieser Zone wurzeln, zeigen in den roten Tonen der oberen Trias, den Lumachellen des Rhät, dem kieseligen Lias und den Korallenkalken des Malm große Übereinstimmung mit den mittleren Voralpen. Der innere Rand der Aiguilles d'Arves-Zone ist rückwärts vom Pelvouxmassiv durch die Zone des Briançonnais überschoben. Wahrscheinlich ist sie es auch auf dem linken Rhôneufer im Wallis, und die Wurzel der mittleren Voralpen wäre dann von den großen Falten des Val de Bagnes, Val d'Hérens und Val d'Anniviers ganz überdeckt, ja, es wäre von ihr vielleicht nur eine Narbe übrig, ähnlich wie bei der oberen Decke der Ubaye.

Alle Schweizer Decken wurzeln nördlich der Glanzschieferzone.

Die davon südlich folgende Zone der Amphibolite von Ivrea muß die Wurzel der Rhätikondecke sein. Denn der Falknis, der diese unterlagert, entspricht der Brecciendecke. Demgemäß muß die Zone der nördlichen Kalkalpen in der Gailtalzone wurzeln. **Otto Wilckens.**

Arnold Heim: Die Erscheinungen der Längszerreißung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrande. (Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich. 51. 462—472. 1906.)

Mit dem Häderenberg endigt das westliche Säntisgebirge. Der südwestlich von ihm gelegene Gulmen stimmt in seiner Schichtfolge mit ihm überein, ebenso die anderen isolierten Berge Goggeien, Stock und Mattstock, die in dieser Gegend die äußersten Vorposten der helvetischen Decken gegen die Molasse darstellen. Wenn zwischen Häderenberg und dem zu der Churfürstenmasse gehörenden Gulmen eine Unterbrechung von 1 km vorhanden ist, so beruht das auf einer Längszerreißung, die sich sowohl am Westende des Häderenbergs als auch am Ostende des Gulmen aufs deutlichste zeigt. Im Farenstöckli ist das nördliche Gulmengewölbe auf etwa 500 m Erstreckung zu einer dünnen Perlschnur ausgezogen. Bald fehlt diese, bald jene Stufe der Kreideformation oder erscheint in

stark reduziertem Zustande. Östlich vom Farenstöckli liegen im Flysch noch mehrere vereinzelt Fetzen von Kreidesteinen, deren Zusammenhangslosigkeit auf Längsstreckung beruht. Nach unten sind alle diese Fetzen abgequetscht. Sie stecken im Flysch ohne Wurzel.

Mattstock, Stock und Goggeien zeigen starke Faltung, von der auch die Überschiebungsflächen mit ergriffen sind. Stock und Goggeien hingen ursprünglich zusammen, sind dann aber seitlich auseinandergewichen, ausgedünnt und zerrissen.

Der Mattstock ist eine Brandungswelle der Säntisdecke für sich. Ein Zusammenhang mit dem Durchschlägiberg besteht nicht. Aufgebaut wird er aus einer Mulde, deren Nordschenkel Reste eines verkehrten Mittelschenkels überlagert, deren Südschenkel sich zu einem steilstehenden Sattel umbiegt. Am Südschenkel des Südgewölbes kann man die keilförmige Abquetschung nach unten direkt beobachten, ebenso am Ostende des Mattstockes, wo man eine Schrattenkalklinse von 2 m Dicke und 3 m Länge mit Rutschflächen und horizontalem Rutschstreifen zwischen Seewenkalk und Drusbergschichten findet.

Bei Weesen steckt in der eocänen Unterlage der Säntisdecke die kleine Flifalte, deren Kreidesteine ihrer Ausbildung nach einer tieferen Decke angehören. Auch der Kapfenberg, eine zerbrochene, schräge Platte von Hochgebirgs-, Tithon- und Seewenkalk sowie eocänem Sandstein, ist eine von einer Decke losgerissene Scholle. Symptome einer Längsstreckung sind allerdings nicht zu erkennen.

Auch westlich der Linth zeigen sich Längszerreißen, deren größte wohl durch die 5 km lange Lücke bezeichnet wird, die das Ostende des Groß-Aubrig von der Risetenkette trennt. Am Groß- und Klein-Aubrig zeigt sich auch deutlich die Abquetschung nach unten. Das Auf- und Abbiegen der Faltenachsen ist in diesen Ketten durch die Längsstreckung entstanden.

Zwischen Toggenburg und Walensee kann man vielerwärts eine Dynamometamorphose der Gesteine als Folge der Quetschungen, Streckungen und Stauungen beobachten. Die Umwandlung ist am größten, wo das Gestein durch die stärkste Belastung am stärksten reduziert ist. Seewen- und Schrattenkalk sind marmorisiert, der Hauterivien-Kieselkalk ist zu einer groben Breccie geworden u. dergl. mehr.

Die Längsstreckung, -zerreißen und Abquetschung treten in verschiedenen Decken auf. Sie sind charakteristisch für die Zone der Brandung der Alpen gegen das Nagelfluhgebirge. **Otto Wilckens.**

Arnold Heim: Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. (Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. zu Zürich. 51. 441—461. 1906.)

Die Molasse am Nordrande der Alpen besteht zwischen Thun und Linth aus Kalknagelfluh, Sandstein und Mergeln von etwa 4000 m Mächtigkeit, die alle nach Südosten einfallen und den Südschenkel der südlichen Molasseantiklinale, nicht aber eine Mulde bilden, wie man bis in die

jüngste Zeit angenommen hat. Das Streichen der Schichten ist O. 25° N. Seine gerade Regelmäßigkeit wird oberflächlich durch den Mattstock und den Goggeien unterbrochen, Berge, deren Kreide- und Eocängesteine diskordant auf den Schichtköpfen der steil gestellten Molasse liegen. Letztere verschwindet unter dem Südwestende des Mattstocks und kommt am Nordostende wieder heraus. Ebenso sind die Verhältnisse am Goggeien. In scharfem Gegensatz steht die gleichförmige Lagerung der Molassezone einerseits und der komplizierte Bau der Kreide- und Eocänberge am nördlichen Alpenrand anderseits.

Der Kontakt zwischen der Molasse und dem Flysch ist sehr verschiedenartig. Ganz ungleiche Gesteine und stratigraphische Horizonte der ersteren treten mit dem letzteren in Berührung. BURCKHARDT behauptet zu Unrecht, daß an der Grenze überall rote Molasse auftritt. Es kommen Diskordanzen und Konkordanzen zwischen Flysch und Molasse vor. Mancherwärts hat Ineinanderpressung stattgefunden. Der Kontakt von Flysch und Molasse ist anormal; jener ist an diese angepreßt; es läuft keine Verwerfung zwischen ihnen. Der Flysch tritt zwischen der Nagelfluh und den Kreideketten in sehr wechselnder Breite auf. Es zeigt sich darin eine Beeinflussung der Kreideketten durch das Molassegebirge, während dieses durch jene keine Umgestaltung erfahren hat.

Die Aufschlüsse am Flibach und am Guflerfels lassen klar erkennen, daß hier ein großes Loch in der Molasse mit Flysch ausgefüllt ist, ein Loch, das durch den weichen Flysch nicht ausgehobelt sein kann, sondern das schon vorhanden war, als der Flysch hineingepreßt wurde. Auch der Goggeien hat ein Loch in der Nagelfluh ausgefüllt. Die Oberfläche der Molasse ist somit die ältere Erosionsfläche eines Gebirges, das fertig da stand, als die Überschiebungsdecke des Säntis von Süden herankam und an dem diese letztere aufbrandete und zerschellte.

Das Bild, das der Molasse-Flysch-Kontakt weiter im Westen sowohl als auch im Osten gewährt, spricht dafür, daß die zwischen Linth und Thur gewonnene Auffassung sich verallgemeinern läßt. Nach BLUMER und JEROSCH ist ja das östliche Säntisgebirge in ein altes, in die Molasse eingefurchtes Rheintal hineingeschoben. Am Rigi macht die Nagelfluh zwischen Vitznauerstock und Rigihochnfluh einen Vorsprung nach Süden. Vielleicht konnten Pilatus und Bürgenstock so weit nach Norden vorstoßen, weil die Nagelfluh hier fehlte. Die Annahme, daß westlich des Thuner Sees eine große Schüssel in die Molasse erodiert wäre, würde das weite Vorstoßen der Voralpen erklären. Vierwaldstättersee etc., Thuner See, Rhôneal und Rheintal erscheinen als schon in der Tertiärzeit vorgezeichnete Austiefungen.

Verf. stellt sich vor, daß das Molassegebirge im Süden von einer Depression begleitet war, zu der es ähnlich abfiel, wie heute das Jura-gebirge zur mittelschweizerischen Hochebene. Diese Senke nahm die alpinen Überfaltungsdecken auf, die noch an den Nagelfluhbergen emporbrandeten. Die Senkungszone, die man in den helvetischen Decken verfolgen kann, von der Toggenburger und Amdener Mulde über Einsiedeln,

Brunnen, Buochs, Sarnen bis zum Habkern, mag den Südrand des Nagelfluhgebirges andeuten. Die Faltung der Molasse muß ins Jungmiocän fallen. Die Entstehung der helvetischen Decken ist jünger, war aber vor Beginn der ältesten Vereisung vollendet.

Otto Wilckens.

Stratigraphie.

Triasformation.

J. Simionescu: Über das Vorkommen der Werfener Schichten in der Dobrogea (Rumänien). (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1908. 159—162.)

Für das Auftreten der unteren Trias in der Dobrudscha waren bisher nur sehr spärliche Anhaltspunkte vorhanden (Fund eines *Tirolites* auf sekundärer Lagerstätte durch ANASTASIU). SIMIONESCU hat bei Tulcea in pyritführenden, grauen Kalkmergeln eine reiche Fauna der Werfener Schichten mit *Pseudomonotis aurita* HAUER, *P. venetiana* HAUER, *Pecten* cf. *Alberti* GOLDF., *Tirolites Haueri* MOJS., *T. spinosus* MOJS., *T.* cf. *cassianus* HAUER und *Dinarites* cf. *mohammedanus* MOJS. entdeckt, so daß über das untertriadische Alter dieser Ablagerung kein Zweifel möglich ist. Interessant ist, daß unter den leider keine sichere Bestimmung zulassenden Bruchstücken von Ammoniten Formen vorhanden zu sein scheinen, die auf Beziehungen zur indischen Untertrias hinweisen.

Diener.

G. v. Arthaber: Über die Entdeckung von Untertrias in Albanien und ihre faunistische Bewertung. (Mitt. d. geol. Ges. Wien. 1. 1908. 245—287. 3 Taf.)

D. FRANZ BARON NOPCSA hat auf seinen Reisen in Nordalbanien bei Këira (25 km östlich von Skutari, 1½ km südlich der Straße nach Prisrend) in plattigen, roten Kalken, die mit Hornsteinschiefern vergesellschaftet sind, eine reiche untertriadische Fauna entdeckt. Die sorgfältige Bearbeitung dieser Cephalopodenfauna durch G. v. ARTHABER hat ein in faunistischer Beziehung sehr interessantes Ergebnis geliefert. Die Fauna von Këira weist eine bisher in Europa nirgends bekannte Vergesellschaftung von mediterranen mit indopazifischen Typen auf. Der Hauptrepräsentant der mediterranen Formen ist *Tirolites seminudus* MOJS. Indische Faunenelemente sind *Pseudosageceras multilobatum* NOETL., *Xenaspis mediterranea* n. sp., *Nannites Heberti* DIEN. und *Hedenstroemia* sp. ind., vielleicht auch *Lecanites discus* n. sp., der sich den von WAAGEN zu dieser Gattung gestellten Arten aus den Ceratitenschichten der Salt Range nahe anschließt. Ein amerikanisches Faunenelement wird vertreten durch zwei Arten der Gattung *Columbites* (*C. Perrini Smithii* n. sp. und

C. europaeus n. sp.), die man bisher weder aus Europa noch aus Indien kennt. Auf Beziehungen zur sibirischen Untertrias (Olenek-Schichten) weist *Parapopanoceras Kokeni* n. sp. hin. Ferner liegt ein sehr indifferentes *Meekoceras* (*M. marginale* n. sp.), eine neue Art von *Celtites* (*C. kčirensis* n. sp.) vor, die den beiden mediterranen Arten *C. Neumayri* Mojs. und *C. Edithae* am nächsten steht, und eine neue Art von *Sageceras* (*S. albanicum* n. sp.).

Der Gesamtcharakter dieser Fauna spricht für die obere Abteilung der skytischen Stufe, also für ein Äquivalent der Campiler Schichten (Fauna von Muč), doch sind die Fazies und die Vergesellschaftung der Arten von jener der Campiler Schichten durchaus verschieden.

Das Vorkommen von *Pronorites triadicus* n. sp., der dem artinskischen *P. postcarbonarius* var. *vulgaris* KARP. sehr nahe steht, gibt der Fauna einen älteren Anstrich. Doch wird dieser altertümliche Zug mehr als kompensiert durch das häufige Auftreten der sonst bereits den Muschelkalk charakterisierenden Gattung *Monophyllites*, die mit drei Arten aus der Gruppe des *M. sphaerophyllus* — darunter der indische *M. Hara* DIENER neben den beiden neuen Formen *M. Nopcsai* n. sp. und *M. Dieneri* n. sp. — erscheint.

Unter 16 beschriebenen Arten sprechen 12 für die Oberstufe der Untertrias.

Unsere Kenntnis der Triasfaunen der Balkanhalbinsel, die in den letzten Jahren eine so wesentliche Bereicherung durch die Arbeiten von FRECH, RENZ und KITTL erfahren hat, ist durch die hier referierte Arbeit in bemerkenswerter Weise gefördert worden. An einer offenen Verbindung der indischen und mediterranen Triasregion auch zur Zeit des Buntsandsteins kann wohl nicht länger gezweifelt werden.

Besonderes Lob verdient die vorzügliche Ausführung der der Arbeit beiliegenden, auf photographischem Wege hergestellten Tafeln.

Diener.

F. Jaccard: Présence de Gyroporelles dans le Trias du Rubly. (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) 21. 642. 1906.)

Verf. hat zusammen mit M. LUGEON in den Triaskalken des Rublymassivs (mittlere Voralpen) Gyroporellen entdeckt. Der Fundort liegt am Nordabhang des Rocher Plat. Otto Wilckens.

Juraformation.

Gejza v. Bukowski: Über die jurassischen und cretaceischen Ablagerungen von Spizza in Süddalmatien.

Eine tiefere Schuppe des Spizzaner Gebietes zeichnet sich durch den Bestand von 3 Transgressionen aus. Die Schichtenfolge ist vom Werfener Schiefer bis zu den karnischen Hallstätter Kalken ununterbrochen. Die

erste Transgression bildet der Oberjura; auf diesem liegt übergreifend als zweite Transgression die Oberkreide und als dritte eocäner Flysch.

Das Basalglied des Oberjura besteht aus einer grünlichgrauen groben Breccie, deren Material größtenteils aus Obertriaskalken stammen dürfte. Darüber folgt als untere Abteilung des Oberjura ein Wechsel von grauen, splitterigen, bankigen Oolithkalken, die oolithische Kieselkonkretionen führen, mit oolithischen Kalkbreccien, hell- bis dunkelgrauen kieseligen Kalken und dünnen Lagen von hell- bis dunkelgrauem, rissigem Hornstein. In der obersten Partie der unteren Gruppe werden die Hornsteinlagen häufiger und mächtiger, dazu gesellen sich allmählich rote und graue, dichte, schieferige Kalke, Kieselkalke und graugrüne Tuffe, welche bunte Folge die obere Schichtengruppe repräsentiert. Der rote schieferige Kalk hat *Aptychus lamellosus*, eine Hornsteinlage hat *Simoceras* sp. ind. geliefert, so daß diese Zone jedenfalls als oberjurassisch, vielleicht als tithonisch angesprochen werden kann. Bemerkenswert ist die Ähnlichkeit der oberen Schichtengruppe mit dem Tithon von Sizilien und von Rossano in Calabrien. Obzwar die grünen Tuffe und die Hornsteine große Mengen von Radiolarien und Spongiennadeln führen, und manche Kalkbänke Globigerinen und Nodosarien enthalten, sind diese Bildungen zufolge der wiederholten Einschaltungen von Oolithkalken doch als Seichtwasserabsätze zu betrachten und können nicht dem Radiolarienschlick der heutigen Tiefsee an die Seite gestellt werden.

Die nächsthöhere, gegen Nordosten sich anreihende Schuppe des Spizzaner Terrains weicht in ihrer Zusammensetzung einigermaßen ab. Ihre jungmesozoische Decke besteht aus einer riesigen Kalkmasse mit allen Merkmalen eines Korallenriffs. Hellgraue, splitterige, größtenteils aus Stockkorallen bestehende Kalke bilden die Hauptmasse, dazwischen treten graue Kalke mit Schalenbruchstücken auf, die ehemaligem lückenfüllendem Kalksande entsprechen. In manchen Partien treten an Stelle der Korallen Hydrozoen auf, oder es stellen sich Oolithe ein. Schließlich sind lichte Kalke mit stark gerollten Fossilbruchstücken und oolithische Kalkbreccien vorhanden. Die betreffenden Kalke wurden im benachbarten Montenegro zuerst von VINASSA DE REGNY als tithonisch erkannt, später aber als cretaceisch angesprochen. Verf. konnte durch den Fund von *Ellipsactinia ellipsoidea* STEINM. und *Sphaeractinia* cf. *diceratina* STEINM. zusammen mit *Diceras* sp. die Vertretung von Obertithon feststellen. Ob die Ellipsactinienkalke auch noch in die Unterkreide reichen, wie auf Capri und in anderen Regionen des Mediterrangebietes, ist nicht sicher, es liegen keine Anhaltspunkte dafür vor. Ein Blockfund macht es wahrscheinlich, daß auf dem tithonischen Korallenriffkalk verstreute Lappen von Hippuritenkreide aufliegen.

V. Uhlig.

Kreideformation.

W. KILIAN: *Lethaea geognostica*. II. Das Mesozoicum. 3. Band: Kreide. Erste Abteilung: Unterkreide (Palaeocretacicum). Erste Lieferung: Allgemeines über Palaeocretacicum; Unterkreide im südöstlichen Frankreich, Einleitung. Stuttgart 1907.

Obwohl von dem Unterkreidebande der *Lethaea geognostica* vorerst nur die erste Lieferung vorliegt, kann man doch aus diesem Anfange ersehen, daß hier W. KILIAN im Begriffe steht, unsere Literatur um ein höchst wertvolles Werk zu bereichern. Es liegt nahe, zusammenfassenden Darstellungen, bei denen sich vor allem die Fülle des Tatsachenmaterials aufdrängt, als höchstes Lob das Attribut erschöpfender Gründlichkeit beizulegen. Damit würde man aber dem Wesen des KILIAN'schen Werkes nicht völlig gerecht werden, denn hier ist die Masse des Stoffes nicht bloß durch Fleiß erschöpft, sondern durch volle, sozusagen souveräne Beherrschung überwunden. Man erkennt, daß es voller, freier geistiger Besitz des Verf.'s ist, der hier zu unbeengter Darstellung gelangt ist.

KILIAN hat sich für die Zweiteilung der Kreideformation entschieden, faßt aber trefflich die Gründe, besonders paläontologischer Natur, zusammen, die sich für die Abscheidung von Gault und Cenoman als Mittelkreide geltend machen lassen. Er deutet ferner seinen Standpunkt betreffs der Grundsätze der stratigraphischen Gliederung mit der Bemerkung an, daß in Fragen der Nomenclatur die historische Methode trotz ihres künstlichen Wesens ohne große Nachteile anwendbar zu sein scheint. Eine Ergänzung dazu bildet weiter unten die Darlegung, daß der Versuch d'ORBIGNY's, die Grenzen der Stufen durch Transgressionserscheinungen zu bestimmen, keine allgemeine Gültigkeit habe, da die Veränderungen nicht in allen ozeanischen Becken plötzlich und unvermittelt auftreten, und wenn auch bei der Stufengliederung auf Transgressionen, wie HAUG dargetan hat, großes Gewicht gelegt werden müsse, so können keineswegs nach ihnen scharfe, auf der ganzen Erde verfolgbare absolute Stufengrenzen gezogen werden. Mit wie großer Aufmerksamkeit KILIAN übrigens alle, auch die kleinsten Transgressionen verfolgt, beweist die Zusammenstellung jener kleinen Transgressionen, die man nur in den neritischen Ablagerungsgebieten der Unterkreide kennt, und die in den bathyalen Regionen fehlen.

Mit großer Sorgfalt sind die paläontologischen Merkmale der Unterkreide zusammengestellt. Die zoogeographischen Verhältnisse sind nach KILIAN in der Unterkreide schärfer ausgeprägt als zur Jurazeit. Daß klimatische Unterschiede neben Meeresströmungen aus den bathymetrischen Verhältnissen mitwirkten, ist als wahrscheinlich bezeichnet. Außer der mittelmeeerischen Provinz mit ihren randlichen „mitteleuropäischen“ neritischen Zonen lassen sich noch für einzelne Stufen eine nordosteuropäische oder wolgische Provinz (Nordostengland, Norddeutschland und Mittelrußland) und vielleicht ein indopazifisches Entwicklungsgebiet unterscheiden.

Meisterhaft sind die Verhältnisse an der unteren Grenze der Unterkreide dargestellt. KILIAN'S Auffassung der Jurakreidegrenze in Südfrankreich ist in diesem Jahrbuche in manchen Referaten besprochen, wir können uns daher auf einige Andeutungen beschränken. Die älteste Kreidezone ist die Zone mit *Hoplites Boissieri* oder das Berriasien s. str.; die Selbständigkeit dieser Zone ist bei aller Verwandtschaft mit dem obersten Tithon (Zone des *H. callisto* und *privasensis* PICT., Stramberg, Claps de Luc, la Boissière-Chamérac, Aizy, Cabra) hinlänglich bewiesen. Sie ist auch verschieden von den Schichten mit *Kilianella pexiptycha* und *Neocomites neocomiensis*. Da nun dieses Berriasien, wie namentlich durch KILIAN und BAUMBERGER klar erwiesen ist, im Neuenburger Jura durch die hellen Kalke und Mergel des unteren Valanginien vertreten ist, so ist diese Zone zur Unterkreide zu ziehen. Da es sich aber gezeigt hat (A. TOUCAS), daß die bekannten „Kalke von Berrias“, deren Fauna durch PICTET'S Monographie bekannt wurde, außer der Zone des *Hoplites Boissieri* auch noch das oberste Tithon umfassen, so ist die Bezeichnung Berriasien fallen zu lassen und durch Infravalanginien oder durch untere Valendisstufe (Valendis ist der deutsche Name der an der Sprachengrenze gelegenen Ortschaft Valangin) zu ersetzen. Verf. bespricht außerdem die Jura-Kreidegrenze in Norddeutschland, England, im Pariser Becken und in Rußland und in anderen Gebieten und gelangt sodann zur Besprechung der Abgrenzung der unteren und oberen Kreide.

Auch dieses Kapitel ist von musterhafter Klarheit. Die strittige Grenzzone ist hier bekanntlich die Zone der *Schloenbachia inflata* („Gaize“). Vom paläontologischen Gesichtspunkte ist die Grenze zwischen Gault und Cenoman entschieden über die Zone der *Schl. inflata* zu setzen. Schwieriger ist die stratigraphische Entscheidung. Im obersten Aptien beginnen die Transgressionen, diese zeigen sich bald über, bald unter den *Inflatus*-Schichten und können daher kaum zur Grenzziehung benützt werden. In Westafrika, in Westfrankreich, im Osten des Pariser Beckens beginnt das Cretacicum transgredierend auf viel älteren Schichten mit der *Inflatus*-Zone. Dagegen gibt es viel ausgedehntere Gebiete, wo diese Zone fehlt und die große Transgression mit den jüngeren Schichten des unteren Cenomans (Zone des *Schloenbachia varians*) beginnt. Wird die Frage historisch betrachtet, so ist die Cenomangrenze über der Zone der *Schl. inflata* zu ziehen, denn diese fehlt bei Le Mans, der Originallokalität von D'ORBIGNY'S Cenoman. Da sich überdies gezeigt hat, daß in den angeblichen Übergangsschichten (Vracannien RENEVIER'S) doch ein unterer, dem Gault und ein oberer, dem Cenoman angehöriger Teil, unterschieden werden kann, so erscheint es am zweckmäßigsten, die Grenze zwischen Gault und Cenoman über die *Inflatus*-Schichten zu legen.

Wir begegnen ferner in unserem Werke einem Abschnitt über historische Entwicklung unserer Kenntnis und über die Unterabteilungen der Unterkreide. Die bekannten 5 Hauptstufen, Valendisstufe (Valanginien), Hauterivestufe (Hauterivien), Barrêmostufe (Barrémien), Aptstufe (Aptien)

und Gaultstufe (Aubestufe, Albien¹) werden der Reihe nach eingehend charakterisiert. Es würde den Rahmen eines Referates überschreiten, wollten wir auch nur das Wesentlichste der Charakterisierung wiedergeben, wir müssen uns damit begnügen, einzelne allgemeinere Tatsachen herauszugreifen. Die Valendisstufe zerfällt in 3 Unterstufen. Die untere (Infra-valanginian) entspricht der Zone des *Hoplites Boissieri*; bedeutsam und wichtig ist hier das Verschwinden oder die große Seltenheit der Perisphincten aus der *Transitorius*-Gruppe, der *Aspidoceras*- und *Sowerbyceras*-Arten, die Seltenheit der Oppelien, die rasche Entwicklung der Hopliten und Holcostephanen und das Erscheinen von *Bochianites*. Die mittlere Unterstufe („Zone des *Belemnites latus*“) ist ausgezeichnet durch *Neocamites neocomiensis* und *Kilianella pexiptycha* etc. In Norddeutschland unterscheidet hier A. v. KOENEN 4 Zonen (Zone des *Polyptychites Suessi*, Zone des *P. ascendens*, Zone des *P. Brancoi*, Zone des *Oxynoticeras Gevrili*). Für die obere Valendisstufe sind leitend: *Holcostephanus Astieri*, *Saynoceras verrucosum*, *Duvalia Emerici*.

Im Bereiche der Hauterivestufe sind spezielle Gliederungen namentlich in Südfrankreich und Norddeutschland durchgeführt. Für das erstere Gebiet sind von unten nach oben folgende Zonen aufgestellt: 1. Zone des *Hoplites castellanensis*, 2. Zone des *Crioceras Duvali*, 3. Zone des *Desmoceras Sayni*, 4. Zone des *Hoplites angulicostatus*. Für Norddeutschland: 1. Zone des *H. noricus* und *radiatus*, 2. Zone des *Crioceras capricornu*, 3. Zone des *C. Strombecki* und *Simburini Phillipsi*. Auch die Barrêmestufe ist, namentlich in Norddeutschland, reich gegliedert, dagegen stellt sich die Aptstufe etwas einförmiger dar, in der auch der paläontologische Kontrast zwischen süd- und nordeuropäischer Entwicklung, der zur Zeit des Barrêmien seinen Höhepunkt erreicht, kaum noch zu erkennen ist. Die Gaultstufe beginnt mit der wenig bekannten Zone des *Parahoplites Nolani*, die häufig mit der oberen Aptstufe verwechselt wird. Darüber folgen die Zone des *Hoplites tardefurcatus*, die Zone des *H. dentatus* und endlich die Zone der *Schloenbachia inflata* und des *Turrilites Bergeri*. Den zoogenen und riffartigen Bildungen der Barrême- und Aptstufe (Urgonien) ist ein eigener Abschnitt gewidmet.

Die Faziesverhältnisse erfahren eine sehr eingehende Besprechung. KILIAN gliedert die nichtmarinen Bildungen in kontinentale-, limnische- und Brackwasserfazies. Im Bereiche der marinen Bildungen unterscheidet er litorale-, neritische-, Riff-, Flysch-, bathyale- und Foraminiferenfazies.

Besonderes Interesse dürfte der außerordentlich sorgfältig gearbeitete Abschnitt über die geographischen Verhältnisse zur Unterkreidezeit beanspruchen. Wir können hier nur einzelnes andeuten. Verf. hat wohl

¹ Die Verwendung der Bezeichnungen Valendisstufe, Hauterivestufe etc. an Stelle von Valanginien, Hauterivien etc. empfiehlt sich sehr für die deutsche Literatur. Sie wird hoffentlich dazu beitragen, um die unpräzisen und nur scheinbar bequemen Bezeichnungen, wie Unter-, Mittel- und Oberneocom, die wieder in obere, mittlere und untere Unterstufen eingeteilt werden, zu beseitigen.

recht, wenn er die mitteleuropäische Zone NEUMAYR's mit HAUG als neritisches Randgebiet des Großen Mittelmeeres betrachtet. Aus diesem ragten als Inseln auf: ein Teil Westfrankreichs (inkl. des Zentralplateaus), die spanische Meseta, eine zentralostpyrenäische Insel, die wohl mit Maures und Esterel Sardinien und Korsika zusammenhing, eine ostungarische Insel (?), dinarische, makedonische Inseln, eine syrische Insel, ein größeres südindisches Festland mit Ostmadagaskar (Cont. australo-indomalgache), eine Dekaniusinsel u. a. Verbindungen des Großen Mittelmeeres mit den nördlichen und südlichen Meeren wurden durch einzelne Meeresarme hergestellt: hypothetisch ist die *trouée de la Mauche*, sicherer die Verbindung zwischen Mittelmeer und Pariser Becken über die Gegend von Dijon, unsicher eine Verbindung über Mittelddeutschland oder Polen. Marine Verbindung herrschte bekanntlich im Osten über Ostafrika, Westmadagaskar nach Südafrika, ferner bestand eine Verbindung längs der Westküste Nordamerikas. Wohlbekannt ist endlich das marine Ausgreifen der *Inflatus*-Zone in Westafrika. Ohne hier auf weitere Details eingehen zu können, wollen wir nur bemerken, daß in diesem Zusammenhange auch die Verschiebungen der Strandlinien während der Unterkreidezeit, der Übergang der Juraformation zur Unterkreide und die zoogeographischen Verhältnisse während der einzelnen Phasen der Unterkreidezeit erschöpfend besprochen werden.

Wenn wir schließlich noch bemerken, daß dem Hefte ein vollständiges Literaturverzeichnis (531 Nummern), eine Karte Europas zur Gaultzeit, eine Karte der Urgonfazies in Europa (das ostkarpathische Urgon und subtratische Urgon ist darin übersehen), eine Gliederungstabelle und endlich eine Zusammenstellung der Gruppen- und Stufenbezeichnungen der Unterkreide beigegeben sind, so glauben wir das Wichtigste hervorgehoben zu haben, was zur Charakterisierung der ausgezeichneten Leistung KILIAN's dienen kann. Das Werk wird einen unentbehrlichen, verlässlichen Führer für Arbeiten auf dem Gebiete der Unterkreide bilden. V. Uhlig.

Tertiärformation.

Jean Boussac: Sur la succession des faunes nummulitiques à Biarritz. (Bull. Soc. géol. de France. Séance générale. 27 Avril 1908. 8. 3. 237.)

Es werden gestellt unter Anführung der Faunen von Nummuliten, Echiniden etc. zum Lutétien die Kalke vom Strande von Peyreblanque etc., zum Auversien der südliche Teil der „Côte des Basques“ bis zu den *Pentacrinus*-Schichten inkl., zum Bartonien oder Priabonien inf. der obere Teil der „Côte des Basques“, zum Priabonien sup. oder Ludien die Schichten von Miramar und dem Felsen Lon Cachaon, zum Oligocän (Lattorfien) die Schichten vom „Port-Vieux“, der Atalaye und dem „Port des Pêcheurs“,

zum Stampien Lon Cont, le Phâre und la Chambre d'amour. Allen soll *Eupatagus ornatus* gemeinsam sein, und das Oligocän wird mit dem von Gaas verglichen, welches *Natica crassatina* enthält. **von Koenen.**

L. Morellet: Deux Algues siphonnées verticillées du Thanétien de Boncourt (Oise). (Bull. Soc. géol. de France. Séance du 16 Mars 1908. 8. 96.)

Beschrieben und in Textfiguren abgebildet werden aus dem Thanétien von Boncourt *Larvaria cranifora* (MUN.-CH. man. n.) und *Belzungia Borneti*. **von Koenen.**

P. Marty: Sur l'âge des basaltes des environs de Massiac (Cantal). (Compt. rend. Acad. Sc. 147. 478.)

Die Vulkane von Massiac und des Cézallier, die südliche Fortsetzung des Mont Dore liegen über Gneis und (angeblich) Kalk mit *Cyrena semistriata* und *Potamides Lamarcki*, sowie quarzkörnerhaltigem Ton mit *Hipparion gracile*, welches Verf. in das obere Miocän versetzt. Über einer unteren Basaltdecke folgen Sande mit Geröllen, vorwiegend von Basalt, dann ein höherer Basalt mit erhaltenen Kraterformen und endlich Quarzgerölle. **von Koenen.**

J. H. B. Jenkins: Analysis of London Clay. (Geol. Mag. Dec. V. 5. No. VI. 265. 1908.)

Ein Bohrloch bei East Ham traf unter 17' Diluvium Londonton und Sand bis zu 86', Woolebich Beds und Thanet Sands bis 180', Kreide bis 300'.

Eine Analyse des London clay ergab:

Kieselsäure 67,9, Tonerde 18,3, Eisenoxyd 8,7, Kalk 1,3, Magnesia 1,2, Kali 1,6, Natron 1,4. **von Koenen.**

E. Holzapfel: Sur l'âge des Lignites du Rhin. (Ann. Soc. géol. du Nord. 37. (1.) 52. 1908.)

Gegenüber den Ausführungen von BRIQUET wird bemerkt, daß die rheinischen Braunkohlen auf marinem Ober- und Mitteloligocän liegen, bei Heerler auf Schichten mit *Cyrena semistriata*, *Cerithium plicatum* und *C. margaritaceum*. Wo marines Mittelmiocän vorhanden ist, liegt dieses über den Braunkohlenbildungen, und diskordant auf diesen liegen die Kieselloolithschotter. Das Bohrloch von Nieuwenhagen mit marinem Miocän ist zweifelhaft richtig. **von Koenen.**

L. Joleaud: L'Aquitaniens dans la Vaucluse, le Gard et les Bouches-du-Rhône. (Bull. Soc. géol. de France. 8. Séance. 3 Févr. 1908. 41.)

DOLLFUS hatte die Kalke mit *Helix Ramondi* des Pariser Beckens an die Basis des oberen Stampien gestellt, und DEPÉRET hatte gezeigt, daß diese *H. Ramondi* gleich der aus dem Kalk von Cordes eine kleine Abart ist, wie sie auch bei Sommières und im Rhonetal vorkommt. Hier sind die betreffenden Schichten, wie schon FONTANNES bemerkt hatte, eng mit den Kalken mit *Melanoides Laurae* und den dazu gehörigen Sanden verbunden. Hier fanden sich jetzt *Aceratherium Filholi* und *Caduncotherium Cayluxi*, Arten der Phosphorite von Quercy und anderer Schichten des Stampien.

Bei Vacqueyres (Vaucluse) liegen unter dem Burdigalien marine Konglomerate und blaue Mergel des Aquitanien, an der Basis des Burdigalien ganz verschiedene Konglomerate mit *Pecten Davidi*. Diese Konglomerate liegen bei St. Pierre-de-Terme auf den ersteren, und diese auf den Kalken mit *Helix Ramondi*.

von Koenen.

Paul Combes fils: Sur l'âge des quelques gisements de l'Orléanais. (Bull. Soc. géol. de France. Séance du 6 Avril 1908. 8. (3—4.) 125.)

Verf. wendet sich gegen die Ausführungen von STEHELIN und findet, daß die Sande des Orléanais Ablagerungen eines Flusses sind, welcher Material aus dem Plateau Central in der Solagne, im Orléanais und als granitische Sande im Pariser Becken gleichzeitig ablagerte.

von Koenen.

L. Rollier et E. Juillerat: Sur une nouvelle poche sidérolithique à fossiles albiens. (Archives des Sc. phys. et nat. (4.) 14. 59—68. 1902.)

In dem Steinbruch am Goldberg zwischen Biel und Vigneules wurde durch das Niederbrechen einer Wand eine Bohnerztasche freigelegt, die sich in einem sekundären Sattel im Valanginienkalk befindet. Sie ist erfüllt von Bolus, dessen Farbe nach dem Ursprungsmaterial zwischen gelb und rot schwankt. Die roten Farben stammen von zersetzten Albien- und Cenomangesteinen. In Menge trifft man neben Blöcken von Neokomkalk in diesen Tönen Phosphatknollen aus dem Albien an, die eine ganze Anzahl von Fossilien, darunter *Acanthoceras monile* Sow., *Desmoceras Parandieri* D'ORB., *Hoplites dentatus* Sow., geliefert haben. Zwar müssen alle während der Eocänzeit von kohlenstoffhaltigem Wasser durchströmten Gesteine zu den Bohnerztonen Material geliefert haben, vornehmlich aber das Albien, aus dessen verkiesten Versteinerungen der größte Teil des Limonits des Bohnerzes durch Oxydation hervorgegangen sein dürfte.

Otto Wilckens.

Quartärformation.

F. Schucht: Die interglazialen Ablagerungen von Godenstadt bei Zeven. (Aus der Heimat. 1. 1908. 58—71.)

Die Godenstadter Mergelgruben befinden sich in einer als diluviale Talterrasse aufgefaßten Niederung nahe der Oste. Ihr Profil ist von unten nach oben mit der Deutung des Verf.'s folgendes:

- a) Quarzsand, ohne nordisches Material (fraglich, ob Interglazial oder Fluvioglazial des abschmelzenden vorletzten Eises).
- b) 5—7 m Süßwasserkalk mit Einschlüssen von Pflanzen und Tieren eines gemäßigten Klimas, darunter auch ein Mammut-Zahnfragment. An der Basis gröberes nordisches Material (von der vorletzten Vereisung). Setzt sich nicht unter das Höhendiluvium fort.
- c) Faulschlamm mit Konchylienschalen, 0,1 m.
- d) Torf, stellenweise mit Ein- und Überlagerung von Süßwasserkalk, 0,1—0,7 m; am Südrande mit zwei Torfarten (d—f = Interglazial).
- e) Geschiebefreier Sand, 0—0,5 m (fluvioglazialer Verschüttungssand der letzten Vereisung).
- f) Geschiebesand, 0,1—0,3 m (= Geschiebetalsand der letzten Vereisung).
- g) Dünen sand, 0,2—3 m (Alluvium).

Präglazial oder interstadial soll das Lager nicht sein, sondern interglazial, und zwar gleichalterig mit den übrigen Kalk-, Diatomeen- und Torflagern Nordhannovers.

E. Geinitz.

C. A. Weber: Die Moostorfschichten im Steilufer der Kurischen Nehrung zwischen Sarkau und Cranz. (ENGLER'S Bot. Jahrb. 42. 1908. 38—48.)

Das unmittelbar auf Geschiebemergel ruhende Moostorflager sollte nach Angabe BERENDT'S (1868) größtenteils *Hypnum turgescens* enthalten; WEBER fand diese Art nicht (auch keine anderen Glazialpflanzen), sondern im wesentlichen ganz überwiegend *Scorpidium scorpioides* (mit *Pinus*-Pollen u. a.). Das Profil ist: auf Geschiebemergel 25—30 cm Moostorf, darüber eine Region des Wechsels von Sand- und Torfbänken, weiter fossilfreier Sand, bedeckt von Ortstein, Bleisand und Waldhumus mit Föhrenstubben ungefähr 2,3 m über dem Geschiebemergel, darüber noch 2,7 m Dünen sand.

Das Torflager hat große Ähnlichkeit mit dem von Torfbrücke in Mecklenburg; beide sind nicht eiszeitlich (das Moostorflager einem frühen Abschnitt der *Ancylus*-Zeit angehörig).

Die Grenze zwischen „älterem Alluvialsand“ und oberem „Dünen sand“ ist nach WEBER nicht so scharf, wie BERENDT annahm: der ganze Aufschluß zeigt eine Zunahme der Trockenheit an, Flugsand mit nassen,

moosbegrüntem Dellen, dann allmähliche Überwehung der Dellen, danach Bewaldung der Dünen, dann wieder Heranrücken der Düne und Verschüttung des Waldes.

E. Geinitz.

C. A. Weber: Die wichtigsten Humus- und Torfarten und ihre Beteiligung an dem Aufbau norddeutscher Moore. (Sonderabdr. aus: Die Entwicklung der Moorkultur. Festschr. Berlin 1908. 80—101.)

Anschauliche Schilderung der petrographischen und genetischen Verhältnisse unserer Moore.

E. Geinitz.

A. Briquet: La vallée de la Meuse en aval de Liège. (Bull. soc. belge de Géol. Mém. 347—364. 1907.)

Unterhalb Lüttich, nach dem Austritt der Maas aus dem paläozoischen Massiv der Ardennen in die Region der weicheren Kreidesteine, lassen sich nach Verf. zahlreiche, gut ausgeprägte Terrassen unterscheiden, welche er nach folgenden Stichworten (Ortsnamen) ordnet. Die Zahlen geben in Metern die Lage der Ober- und Unterkante der Terrassen an, bezogen auf das Niveau der Plaine de la Meuse.

190—180 Huls.

160—150 Landraad.

145—135 Carpoel.

130—120 Margraeten.

115—105 Sibbe (= Hauptterrasse des Rheins).

100—90 Klimmen.

80—73 Keer.

75—60 Berg.

63—53 Fort Saint-Pierre.

60—40 Campine.

27—18 Lanaeken.

22—10 Elsloo.

10?—2? Jupille. Mit Erosionsmarken unter dem Löß. Dieser Erosion soll auch eine zwischen der Ablagerung von Caberg und Jupille einzuschaltende Vertiefung des Tals entsprechen. Gerölle dunkel gefärbt.

7— — 2 Caberg. Mit Lößdecke, und mit dieser durch Übergang (zone de transition fluvio-éolienne)¹ verbunden. Gerölle lichter gefärbt (= Mittelterrasse = Ribglazial).

0— — 10 Plaine de la Meuse. Ohne eigentliche Lößbedeckung, jedoch mit gelegentlichem Schwemmlöß (= Niederterrasse des Rheins = Würmglazial).

— 4—? Lit majeur (Inundationsniveau).

¹ Übergangslage am Rhein nach STEINMANN, über der Mittelterrasse.

Verf. parallelisiert also

Caberg = Ribßglazial = Mittelterrasse.

Plaine de la Meuse = Würmglazial = Niederterrasse.

Der Löß dieser Gegend gehört nur einem, dem jüngeren Löß an. Alterer Löß, nach Verf. eine interglaziale Bildung zwischen Mindel- und Ribßglazial, wird nur auf den höchstgelegenen Terrassen beobachtet. Ein rötlicher Lehm auf der Elslooterrasse, der unter dem Löß auftritt, scheint eine fluviatile Bildung, kein alter Lößlehm zu sein. Der jüngere Löß ist im Alter nicht wesentlich verschieden von der Cabergterrasse, mit der er durch Übergang verbunden ist und welche eine „Mammutfauna“ führt.

Aus der Plaine de la Meuse werden nach UBAGHS und DELVAUX zitiert: *Elephas primigenius*, *Ursus spelaeus*, *Cervus elaphus*, *Bos primigenius* etc.

Die Terrassen zeigen meistens deutlich Konvergenz stromabwärts. So taucht die Terrasse von Caberg zwischen Maastricht und Maeseyck mehrere Meter unter die Oberfläche der Plaine. Die Konvergenz steht im Einklang mit der herrschenden Erklärung der Terrassen durch Zeiten wechselnder Wasser- und Geröllführung, dagegen im Widerspruch mit der Erklärung durch Verlagerung des Niveaus der Basis; hier müßte Divergenz zu beobachten sein, die allerdings bei einigen Stufen auch nachweisbar zu sein scheint.

Bei Sittard werden alle Terrassen durch eine von SO. nach NW. streichende Verwerfung abgeschnitten, welche Verf. mit dem „Feldbiß“ der Aachener Gegend (vergl. HOLZAPFEL, Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen, und FLIEGEL, Das linksrheinische Vorgebirge) in Zusammenhang bringt. Die Sprunghöhe beträgt 30—40 m, so daß die Campineterrasse dem Niveau des Flusses sehr nahe gerückt erscheint. Es sind aber auch noch jüngere Quartärbildungen als die Campine verworfen. Bei Maeseyck fand man die Basis der Alluvionen der Plaine, die bei Lanklaer in 25 m ü. d. M. liegen, in 10 m Höhe und noch tiefer. Die Verwerfung hat sich also in der entsprechenden Zeit um 15—20 m vertieft.

Es handelt sich übrigens nicht um eine einfache Verwerfung, sondern um einen Grabenbruch; 20—25 km weiter nach NO. verläuft eine parallele Bruchlinie, etwa in der Richtung der Roer, jenseits welcher die Alluvionen wieder in bedeutender Höhe auftreten. Im allgemeinen fällt dieser Graben zusammen mit den Dislokationen, welche schon vor Beginn der quartären Absätze das Tertiär versenkt haben.

Verf. geht dann zum Rheingebiet über und untersucht, welche von den Maasterrassen mit der Hauptterrasse des Rheins, welche sich weit nach Westen, bis zur Berührung mit dem Maasdiluvium ausbreitet, zusammenfällt. Leider liegt der Kontakt gerade in den gestörten Regionen. Es scheint aber doch, daß die zum Moséen gerechneten Alluvionen von Sibbe (bei Heerlen) der Hauptterrasse entsprechen; sonst könnte nur die nächst höhere Stufe von Margraeten in Betracht kommen. Wichtig ist der Nachweis von rheinischen Geröllen in den Terrassen von Sibbe (durch ERENS);

in dieser Zeit vermischten sich beide Gewässer, um sich später wieder zu isolieren und voneinander zu entfernen. Dabei verlegte die Maas ihr Bett beständig nach Westen, schüttete zur Campinezeit große Massen von Geröllen auch noch westlich des jetzigen Laufes auf, und legte ihren heutigen Lauf zwischen Lüttich und Maeseyck, der früher als ein sehr altes Talstück angesehen ist, erst in relativ junger Zeit fest. Der älteste Lauf wird durch die Reste der Hulsterrasse bezeichnet, welche eine südlich von Lüttich ausgehende und nach NO. ziehende Linie innehalten, welche der Richtung der Maas zwischen Namur und Lüttich und der Sambre aufwärts von Namur entspricht. Man hat also eher in diesen Teile des primitiven Flußnetzes zu sehen.

Verf. kommt dann auf die fremden Gerölle zu sprechen, welche im Limburg in den Maasschottern sich finden und von ERENS beschrieben sind (Ann. Soc. géol. Belg. 14. 1888—89. Mém. 396); sie stammen aus den Vogesen, aus dem rheinischen Schiefergebirge, aus Skandinavien und aus der Bretagne. Wie die letzten beiden Kategorien in die Schotter geraden sind, bleibt problematisch, da es sich um stark geneigte Flußabsätze, nicht um marine, auf denen Treibeis sich verbreiten konnte, handelt. Sie treten zuerst auf in den hochgelegenen Geröllen von Fauquemont; das Vorkommen in tieferen Lagen kann auf Umlagerung beruhen.

Riesige, bis über 2 m im Durchmesser haltende Gerölle, welche zuweilen gefunden werden, werden auch wohl meist auf Treibeis zurückgeführt, treten aber so unterschiedslos in verschiedenen Terrassen auf, daß man schwerlich klimatische Schlüsse daraus ziehen kann. Im allgemeinen findet man sie in der Terrasse von Sibbe und in allen niedrigeren, doch scheinen sie auch schon im Landraadniveau vorzukommen.

E. Koken.

A. Briquet: Extension de la plage soulevée de Saugatte. (Ann. Soc. géol. du Nord. 1905. 109—111.)

Ein Gerölllager bei Coquelles, etwa 4—5 m über der Plaine maritime, d. h. in der Höhe, welche bei Saugatte die marinen Gerölle an der Basis des Quartärs haben, wird mit der plage soulevée parallelisiert. Es ist von braunem Lehm (limon à Mammoth) eingedeckt, also älter als die Plaine maritime, welche viel jünger als dieser Lehm ist. Dasselbe Profil ist noch weiter landeinwärts, bei dem Dorf Frethun und besonders bei der Ruine des Fort Chateau, zu beobachten.

E. Koken.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1908

Band/Volume: [1908_2](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1339-1411](#)