

# **Diverse Berichte**

## Geologie.

### Physikalische Geologie.

G. C. Laube: Die an der Urquelle in Teplitz am 1. November 1755 während des Erdbebens von Lissabon wahrgenommenen Erscheinungen. (Sitz.-Ber. d. deutsch. naturw.-med. Ver. f. Böhmen „Lotos“. 1898. No. 8. 16 p.)

Am 1. November 1755 erfolgte um 9.<sup>30</sup> und 9.<sup>40</sup> (HOFF) bezw. 9.<sup>50</sup> (FUCHS) zu Lissabon die verheerende Erschütterung, die sich über 700 000 geogr. Quadratmeilen erstreckte und auch in Teplitz sich bemerkbar machte.

Aus den angeführten Quellenberichten ergibt sich, dass am 1. November 1755 zwischen 11—12 Uhr Ortszeit die Hauptquelle zu Teplitz, nachdem sie vorher sich zu trüben begonnen hatte, eine kurze Zeit, einige Minuten, ganz ausblieb, dann aber mit Ocker beladen und mit — für einige Zeit — erhöhter Wassermenge hervorbrach.

Die Längendifferenz zwischen Lissabon und Teplitz beträgt 1<sup>h</sup> 32<sup>m</sup> 5<sup>s</sup>. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Erdbebens betrug nach J. SCHMIDT 2425 Secundenmeter, nach MITCHELL 1355, nach FUCHS rund 550. Unter Zugrundelegung der letzteren Zahl brauchte die Erschütterung, um die Entfernung von 2240 km zwischen Lissabon und Teplitz zurückzulegen, 68 Minuten. Bedenkt man, dass die FUCHS'sche Zahl wohl zu klein ist, dass die Zeitangaben für Lissabon um 20 Minuten variiren, dass die Teplitzer Uhr wahrscheinlich ungenau ging, so erhält man für Teplitz ohne Zwang die Zeit zwischen 11.<sup>35</sup> und 11.<sup>49</sup>.

Auch der Umstand, dass nur der Teplitzer Urquell, aber weder die anderen Quellen, noch Schönau, Karlsbad etc. die Erscheinung zeigte, besagt nichts. Der Urquell war im Männerbad gefasst, in dem zur Zeit nur 3 Männer badeten, die anderen Quellen (Weiberbad etc.) waren so kurz vor dem Mittag vermuthlich nicht besucht; die Schönauer Quellen waren nur umzäunt und ein Baden im Freien war natürlich im November ausgeschlossen; ähnlich Karlsbad, Franzensbad. So war zur Zeit eigentlich nur der Urquell der Beobachtung zugänglich.

Die Erklärung der vorliegenden Erscheinung ist darin zu suchen, „dass dem Wasser wohl durch eine eingetretene Verschiebung in der Wand des Quellganges — „nahe an der Oberfläche“ — der Weg verlegt und es so gezwungen wurde, einen älteren, mit Quellabsatz — „sogen. Badoecker“ — ausgefüllten Weg wieder aufzusuchen. Die stärker gespannte Wassermenge spülte diesen heraus und auf dem neu geöffneten Wege fand zugleich eine dahinter gestaute Thermalwassermenge Gelegenheit, abzufließen. Hierauf trat der alte Gleichgewichtszustand wieder ein.“

Es ergibt sich also, dass die genannten Erscheinungen „als eine Folge des gleichzeitigen Lissaboner Erdbebens auch heute noch angesehen und angeführt werden dürfen“.

[Das vogtländisch-westböhmische Beben vom October—November 1897 hatte bekanntlich auf die Karlsbader Thermen keinen Einfluss (vergl. KNETT, dies. Jahrb. 1900. I. Heft 3).] W. Volz.

---

**Math. M. Draghiceanu:** Les tremblements de terre de la Roumanie et des pays environnants. Bucuresci. 8°. 84 p. 2 Karten. 2 Taf. 1896.

Nach einem kurzen Exposé der Tektonik der Karpathen, und im Speciellen des rumänischen Theiles des Gebirges, in dem Verf. die Wasserläufe, die die rumänische Platte durchfliessen, grösstentheils mit Bruchlinien zusammenfallen lässt, wird eine Beschreibung der bis jetzt bekannten Erdbeben in Rumänien gegeben. Die Erdbeben sind eingetheilt in ältere und jüngere.

Die älteren Erdbeben werden vorerst im östlichen Theile Rumäniens beschrieben, es sind: Das Erdbeben von Rîmnicu-Sărat vom 11. Januar 1838, das vom kgl. sächs. Bergrath G. SCHNELLER untersucht wurde, und der darüber einen höchst interessanten Bericht schrieb; Bukarest am 14./26. October 1802. Im westlichen Rumänien: Turcesti (Vâlcea). 19. Februar bis 7. April 1832. Als neuere Erdbeben werden aufgezählt die Beben aus dem Donau-Delta, 14. October 1892; von Ceptura, 1. Mai 1893; in Falcui, 17. August 1893; von Dragusană (am Pruth), 10. September 1893; von Ceptura, 15. Februar 1894; von Focșani, 1. März 1894; von Focșani und Beresti (Pruth), 4. März 1894; von Buzeu und Galatz, 31. August 1894. Ausserdem werden noch beschrieben das banater Erdbeben (A. MOLDONA), 10. October 1879 bis 13. April 1880; Turn-Severin, 8. April 1893, 8. September 1893; Suici und Cozia im Olthale, 11./23. October 1894.

Nach dem Verf. existiren causale Beziehungen zwischen obigen Erdbeben und den Brüchen, Verwerfungen und Eruptionsspalten, die Rumänien und seine Nachbarländer durchkreuzen, was insbesondere durch die Intensität der Erdbeben längs tektonischer Linien und der Bewegung ihrer Epicentren auf diesen Linien bewiesen wäre. Diese tektonischen Linien (gegen Osten) wären: Die grosse Verwerfung der Karpathen, welche längs des Gebirgsrandes in der Wallachei verläuft; der Bruch am unteren Buzeu; die Brüche des mittleren und unteren Jalomita; die Donauverwerfung zwischen Rasova

und Sistov; die Brüche und Falten der Petroleumzonen(!), das Ende des Pruthbruches; die Grenzverwerfung der Moldauer Berge [Flysstrand z. Th. Ref.]; der Bruch des Sereth; die verschiedenen Falten der Moldauer Platte; zu allen diesen tektonischen Linien würden noch die dem Karpathenbug radialen Linien(!) kommen. Gegen Westen sind: die serbisch-banater Erup-tionsspalten, die Thermenlinien Főrődy, Gőghi-Herkulesbad, die Thermenlinie des Oltdurchbruches(?) und die seismische Linie von Cepari-Căneni [die beiden letzteren werden durch nichts gerechtfertigt. Ref.]. Ausserdem werden noch bemerkt die Bruchlinie des Jiulthales bis zum Trachytdom von Bumbesci [das Jiuldurchbruchthal ist eine Erosionsrinne, und bei Bumbesci ist keine Spur von einem jüngeren Eruptivgestein. Ref.], dann die Verwerfung von Nămăesci-Bistrița-Baia de aramă bis ins Banat, und endlich die Donaubrüche von Drenkova bis Bazias, und von Brza-Palanka nach Calafat, sowie die zu ihnen senkrechten Brüche, welche die kleinen Donauarme bilden.

Ein der Arbeit beigegebenes Diagramm erleichtert die Übersicht der verschiedenen jüngeren Erdbeben, deren Epicentren theils im Donaudelta (Donau-Pruthbruchlinie), theils am grossen Donaubruche liegen.

L. Mrazec.

---

**Montessus de Ballore:** Le Japon sismique. (Arch. des Sciences phys. et nat. Genève. 3. 124—146, 209—230. 1 carte. 1897.)

Japan ist nicht nur ein Gebiet, wo die seismischen Erschütterungen am häufigsten sind, sondern wo diese Erscheinungen bis jetzt am genauesten beobachtet und studirt worden sind. Seit 12 Jahrhunderten sind die seismischen Erscheinungen in Japan aufgezeichnet worden. Die darauf bezüglichen Beobachtungen bilden eine reichhaltige Literatur, welche, wenn auch oft phantastisch und von Irrthümern strotzend, immerhin ein reiches Material von genauen und besonders sehr detaillirten Beschreibungen enthält.

Japan besitzt nunmehr 39 seismologische Observatorien, welche von der Regierung unterhalten werden. Ausserdem stehen jedem Specialisten die Post- und Telegrapheneinrichtungen zur Verfügung.

Die seit 1885 bis 1892 gemachten seismologischen Beobachtungen weisen über 8000 Erschütterungen auf. Zum vollständigen Sammeln der Beobachtungen wurden in 804 Cantonshauptorten und an vielen anderen Stationen Freipostkarten aufgelegt, auf welche, einem Frageformular gemäss, alle Beobachtungen aufgezeichnet werden können. Auf diese Weise wurde für jede Erschütterung zahlreiches Beobachtungsmaterial zusammengebracht, welches im 4. Band des „Sismological Journal of Japon“, von J. MILNE verarbeitet, publicirt wurde. Von den meisten Stössen oder regionalen Erschütterungen konnte das Epicentrum bestimmt werden, und zwar bis auf 7 km genau.

Da Japan 382000 qkm Flächeninhalt hat, so kommt auf jede der 968 Stationen ein Mittel von 394 qkm oder ein Gebiet von 11 km im

Umkreis. Auf diese Weise kann kaum eine Erschütterung unbeobachtet bleiben. Die Construction der Epicentren hat die sehr wichtige Thatsache zur Geltung gebracht, dass die Erschütterungsgebiete meist über die Landgrenze hinaus in den Ocean übergreifen. Dieses ist besonders häufig, ja sogar regelmässig der Fall, dem Ostufer der Inselreihe entlang, wo auch der steilere unterseeische Abhang sich befindet; ein Beweis, dass steil ab-sinkende tiefe Seebecken weniger stabil sind als seichte Meeresgebiete.

Im ganzen konnten, mit früheren Beobachtungen, über 14 000 Erdbebenbeobachtungen in Betracht gezogen werden, welche 1,317 Erschütterungscentren darstellen und ein Gebiet (Land und Meer) von über 443 162 qkm umfassen. Bei vielen ist das Schüttercentrum unterseeisch.

Verf. giebt hierauf ein detaillirtes Verzeichniss der auf 43 Gebiete vertheilten Erschütterungscentren mit der Anzahl der beobachteten Stösse.

Es geht daraus aufs Deutlichste hervor, dass die Ostküste die hauptsächlichste Erschütterungszone ist, und dass besonders die Ebene von Tokio und die Hügel von Tzukubadan am häufigsten erschüttert werden.

Auf der beigegebenen Karte sind die einzelnen Schüttercentren und die Anzahl der beobachteten Stösse verzeichnet. Dann wird in einer Specialkarte für jedes Gebiet die Seismicität, d. h. der Grad der Erschütterbarkeit, durch Schraffirungen, in Kilometern zum Ausdruck gebracht, wobei der Quotient aus dem Oberflächeninhalt in Kilometern und der Anzahl der beobachteten Stösse als Basis dient.

H. Schardt.

---

**F. Wähner:** Über Gesteinsschichtung und deren Einfluss auf die Gestaltung der Landschaft. (Vorträge d. Ver. z. Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien. 37. Heft 13. 20 S. 1 Fig. 1897.)

Im ersten Theile des Vortrages wird das Wesen der Schichtung erörtert. Der Vortragende geht von der weitverbreiteten Definition aus: „Die Schicht ist eine von zwei annähernd parallelen Flächen begrenzte Gesteinsmasse, die sich auf weitere Strecken hin verfolgen lässt.“ Gegen diese Erklärung werden verschiedene Einwendungen gemacht, und die Definition wird durch mehrere wesentliche Punkte erweitert, indem die Schicht in innigsten Zusammenhang mit der Bildung des Gesteins gebracht wird. Es werden als wichtige Punkte für die Erklärung einer Schicht hervorgehoben: der Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit und das Auftreten von Schichtfugen. Daher wird, um das Wesen der Schicht zu erörtern, auch die Bildung der Sedimentärablagerungen kurz besprochen.

Der zweite Theil des Vortrags behandelt den Einfluss der Schichtung auf die Gestaltung der Landschaft. Da harte Gesteine der Verwitterung mehr Widerstand entgegenzusetzen vermögen als weiche, so werden auch die aus hartem Material bestehenden Schichten den weicheren Bänken gegenüber in der Landschaft eine Terrainkante bilden. Bei horizontaler oder nur flach geneigter Lagerung der Schichten tritt, wenn die einzelnen Bänke eines Schichtencomplexes wegen der Beschaffenheit ihrer Zusammensetzung von den abtragenden Kräften verschieden beeinflusst werden, ein



terrassenförmiger Bau des Gebietes hervor. Zum Schluss wird noch kurz die Einwirkung der Verwitterung auf steil gestellte Schichten und die Bildung der Längsthäler erwähnt. **Ew. Schütze.**

---

**W. S. Gresley:** Clay-veins vertically intersecting Coal Measures. (Bull. Geol. Soc. America. 9. 35—58. 1898.)

Eine sehr eingehende und ausführliche, mit zahlreichen Abbildungen versehene Beschreibung von gewöhnlichen Spaltenausfüllungen und echten Reibungsbreccien aus den Coal Measures von Nordamerika, England und Neuseeland. **Wilhelm Salomon.**

---

**P. J. Holmquist:** Über mechanische Störungen und chemische Umsetzungen in dem Bänderthon Schwedens. (Bull. Geol. Institut. of Upsala. No. 6. 3. Part 2. 1897.)

Bei Ekeby und Galgbacken (Upsala) können schöne Faltungen im Bänderthon beobachtet werden. Die Faltungen lösen sich oft sowohl nach dem Liegenden wie nach dem Hangenden in ebene Verschiebungsflächen aus, so dass oft die oberste Schicht des Thones ungefaltet ist, obwohl die Faltung jünger ist als die Bildung des ganzen Thoncomplexes. Am Ende der Sedimentation des glacialen Bänderthones in der Gegend von Upsala wurde der Thon in den Thalsenkungen durch Ausrutschen von den Thalseiten gefaltet. In Zusammenhang hiermit wurden die helleren, unteren Theile der Jahresschichten mit kohlensaurem Kalk imprägnirt. Diese Imprägnation ist nicht die Folge metasomatischer Processe; sie beruht nur auf einer Concentration (bei der Faltung des Thones) von den an anderen Stellen schon abfiltrirten kleinen Kalkfragmenten. Endlich wurde das oberste Lager des Glacialthones (durch Eisberge) abgeschnitten, und durch Umrühren des geschichteten Thones beim Vorbeipassiren des Eisberges in einen ungeschichteten umgewandelt. **Anders Hennig.**

---

**H. Lohmann:** Das Höhleneis, unter besonderer Berücksichtigung einiger Eishöhlen des Erzgebirges. Inaug.-Diss. 40. 40 S. 1 Photographiedruck. 2 lith. Taf. Dresden 1895.

Die vorliegende Arbeit enthält mancherlei geologisch Interessantes, darum soll sie nachträglich noch besprochen werden. Verf. hat namentlich die betreffenden Höhlen im Königreich Sachsen untersucht, besuchte aber zum Vergleich auch die grössten Eishöhlen Ungarns. Der Garische Stollen bei Ehrenfriedersdorf, die Ritterhöhle, die Stülpner Höhle, die Pinge bei Geyer, die Alte Thiele bei Buchholz, die Schneepinge bei Platten werden bezüglich ihrer Eisgebilde in verschiedenen Jahreszeiten unter Berücksichtigung der Luftcirculation und Temperaturverhältnisse genau beschrieben. Ein weiteres Capitel handelt über die Ursachen der Eisbildung und enthält die Bestätigung der Ansichten von TROUILLET und GIRARDOT, LISTOFF,

FUGGER und THURY. Alle bekannten Eishöhlen liegen in der nördlichen gemässigten Zone zwischen 40° und 60°, die wenigen aus südlicheren Gegenden bekannten liegen so hoch, dass auch da im Winter eine Abkühlung unter 0° eintritt. Die Höhlen treten vielfach in Kalk und Gyps, doch auch in anderem Gestein auf. Der Unterschied in statische, auch eigentliche Eishöhlen oder Sackhöhlen, und in Windröhren wird aufrecht erhalten; die ersteren sind am unteren Ende geschlossen, letztere besitzen durch Spalten Communication nach oben.

Der Kältevorath, welcher die Eisbildung ermöglicht, ist nur durch die natürlichen klimatologischen Verhältnisse der Örtlichkeit bedingt. Die Erneuerung des Kältevoraths erfolgt bei den Sackhöhlen im Winter, auch noch im Frühling, die schwere kalte Luft dringt ein und bleibt in den tieferen Theilen liegen; im Sommer findet hier sehr langsame Erwärmung statt, es herrscht Windstille. Dagegen zeigen die Windröhren starke Luftbewegung. Der eisführende Ort liegt am unteren Ende der Windröhre. Ist die Luft innen wärmer als aussen, so geht die Strömung aufwärts (Winter), im entgegengesetzten Falle (Sommer) umgekehrt. In beiden Fällen kann fördernd für die Eisbildung noch Verdunstungskälte hinzukommen.

Das für die Eisbildung nöthige Wasser wird durch die atmosphärischen Niederschläge geliefert; besonders wichtig sind Sicker- und Tropfwässer. Die Haupteisbildung tritt zur Zeit des Schneeschmelzens ein; im Winter ist im Allgemeinen die Eisbildung gering.

Sodann beschreibt Verf. die verschiedenen Arten des Höhleneises: 1. Die Firnhalde, in der Regel am Eingang der Höhle, geht nach innen allmählich in eine horizontale Eisfläche, das Bodeneis, und an der Seite in Wandeis über. Das untere Ende kann aber auch schroff abfallen. Firnkegel finden sich da, wo die Decke der Höhle durch einen Schlot durchbrochen ist. 2. Tropfeisbildungen treten auf, wo die Gesteinsdecke von Rissen und Spalten durchsetzt ist; es erfolgt die Bildung von Standeis (Stalagmit), Hangeis (Stalaktit), und durch Zusammenwachsen beider von Eissäulen und an deren Gebilden. 3. Das Bodeneis entsteht durch Gefrieren der am Boden sich ansammelnden Wässer, auch durch Anfrieren von der Decke abgebrochenen Hangeises. 4. Die Eiskristalle. Den Schluss bildet eine ausführliche Beschreibung des durch sein gegittertes Aussehen auffallenden Wabeneises.

Bezüglich der zahlreichen Einzelheiten, die sich im Referat nicht wiedergeben lassen, sei auf die Arbeit selbst verwiesen, in der alles in der sonstigen Literatur verstreute Material zusammengetragen ist. Beigegeben sind zwei Tafeln mit Temperaturcurven und eine Tafel Photographien von Gypsabgüssen des Wabeneises. A. Steuer.

L. du Pasquier: Sur un mode de striage non-glaciaire des roches. (Eclogae geol. Helveticae. 5. 28—29. 1897.)

Bei einem Murgang des Wetterbachs bei Kandersteg zeigte es sich, dass die grossen Blöcke, welche die Wände und den Boden des Abfluss-

canals bilden, oder im kleineren Schutt liegen, oberflächlich polirt und geschrammt sind. Doch ist es leicht, geschrammte Gletschergeschiebe von solchen geschrammten Wildbachgeschieben zu unterscheiden, indem erstere nicht convex zu sein brauchen wie letztere. Die Schrammen sind auch kürzer. Verf. weist auf ähnliche von BALTZER am Murgang des Lam-baches bei Brienz gemachte Beobachtungen hin. **H. Schardt.**

**A. Heim:** Die Gletscherlawine an der Altels am 11. Sep-tember 1895. (Neujahrsblatt der naturf. Gesellsch. Zürich. No. 98. Unter Mitwirkung von L. DU PASQUIER und F. A. FOREL. 63 p. 4°. Mit 3 Taf.)

**L. du Pasquier:** L'avalanche de l'Altels le 11. Septembre 1895. (Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel. 24. 1896. 30 p. 4 Pl.)

Über die Katastrophe des Altelsgletschers besitzen wir ausser obigen ausführlichen Arbeiten noch kürzere Notizen von F. A. FOREL (Archives Sc. phys. et nat. Genève. 3. sér. 34. 1895. 513—543, und 4. sér. 176—178), und BRÜCKNER (Himmel und Erde. 7. 1895), sowie kleinere Aufsätze von SARASIN (Archives Sc. phys. et nat. 34. 1895. 575—577) und DU PASQUIER (Ibid. 4e. Pér. 1. 1896. 184—187 und 391, und Ann. de Géogr. 1896. 458—468). Die erste dieser Arbeiten ist im Auftrage der Gletschercommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft verfasst worden und konnte Dank eines Beitrags der Regierung mit guten Tafeln mit Profil, Kartenskizzen und Phototypien versehen werden.

Der Altelsgletscher ist ein sehr steiler Hängegletscher, der, auf steil-geneigten Kalkplatten ruhend, in bedeutender Höhe über dem Gemmipass die Spitalmatte genannte Alpenwiese beherrscht.

Augenzeugen waren beim Unfall nicht vorhanden. Die sechs Personen, welche in den Sennhütten übernachteten, sind alle im Schlaf überrascht worden. Im nahegelegenen Schwarnbachhôtel wurde um 5 Uhr Morgens nur ein starkes Rollen gehört.

Die ganze Gletscherzunge riss plötzlich ab, einen bogenförmig nach oben convexen Abbruchrand von etwa 500 m Sehnenlänge hervorbringend.

Die abgestürzte Eismasse mag  $4\frac{1}{2}$  Mill. Cubikmeter betragen. Sie stürzte oder rutschte vielmehr auf den 30—35° geneigten Schichtenflächen abwärts, einen etwa 2400 m langen Weg durchfahrend. Etwa in der Mitte prallte die Eismasse auf einer weniger geneigten, z. Th. berasten und mit Schuttboden bedeckten Terrasse an, und wurde erst von da zur eigentlichen Sturzmasse. — Mit einer Geschwindigkeit von 120 m per Secunde soll nach den Berechnungen von A. HEIM die Eismasse auf das Ablagerungsgebiet am Fusse der Sturzbahn angelangt sein. Das Ablagerungsgebiet misst ungefähr 1 200 000 qm; darüber hinaus dehnt sich noch das viel ausgedehntere sogen. Spritzgebiet. Die an der gegenüberliegenden Thalwand hinauf-gesprungene Eismasse stürzte zurück und bildete einen sogen. Rückstrom.

In der Spritzzone zeigt sich hauptsächlich recht deutlich die Wirkung des Luftdruckes. Hier liegen die weggeblasenen Trümmer der Sennhütten, die geworfenen Bäume des Arvenwaldes etc. Die Structur der Sturzmasse



sieht wie ein Conglomerat (Strömungsconglomerat) aus. Nach HEIM beträgt der Schuttgehalt 1—2 %. DU PASQUIER nimmt aber mindestens 4 mal mehr an (derselbe besteht aus Felstrümmern und mitgerissenem Moränenmaterial).

Die lebendige Kraft, welche beim Anprallen in Arbeit umgewandelt wurde, soll nach HEIM 3150 kgm betragen haben; etwa die Hälfte der ursprünglich vorhandenen. — Schon aus dem Jahre 1782 wird eine ganz ähnliche Katastrophe verzeichnet.

Aus den meteorologischen Beobachtungen geht nach FOREL hervor, dass der Katastrophe von 1782 langanhaltendes warmes und trockenes Wetter voranging. Derselbe Umstand hat sich auch 1895 wiederholt. Daraus schliesst HEIM, dass durch Erwärmen des Felsens die tiefer als die Gletscherzunge liegende Geisotherme von 0° etwas verlegt wurde und der am Felsgrund festgefrorene Gletscher auf eine bedeutende Länge frei wurde, somit nur noch an der höher liegenden Eis- und Firnmasse hing. Durch Berechnung konnte festgestellt werden, dass die Cohäsion des Eises einem solchen Zug nicht widerstehen kann, und dass Bruch stattfinden musste. Die Form des Abrissrandes ist in dieser Hinsicht ganz bezeichnend. Er entspricht nicht etwa einem schon vorhandenen Riss oder Gletscherschlund, sondern er ist ein ganz frischer in compactem Eis entstandener Sprung. DU PASQUIER hat ausserdem noch beobachtet, dass seit 1891 bis 1893 der Altelsgletscher sich bedeutend verlängert habe, während doch alle anderen Gletscher im Abschmelzen begriffen sind und die Schneeanhäufung im Firngebiet schwächer als sonst gewesen sei. Das anormale Anwachsen des Gletschers dürfe somit wohl als Vorzeichen des bevorstehenden Abbruches angesehen werden und sei als plastische Verlängerung zu deuten.

Es wurde von verschiedenen Seiten darauf hingewiesen, dass nach einer gewissen Anzahl von Jahren nach Wiederanwachsen der Gletscherzunge ein neuer Abbruch stattfinden müsse. FOREL sowohl als HEIM und DU PASQUIER haben Betrachtungen angestellt über mögliche Abhilfe im Sinne einer Verhinderung einer weiteren Katastrophe. Künstliches Anhaften des Gletschers durch Einsprengen von Stufen in dem geneigten und glatten Gletscherboden sowohl als periodisches Absprengen der wieder anwachsenden Eiszunge wurde als zu schwer ausführbar ausgeschlossen. Viele Jahrzehnte, vielleicht mehr als ein Jahrhundert werden vergehen, bis der Gletscher wieder sturzbereit sein wird. Dann wird man der früheren Ereignisse gedenk Vorsichtsmaassregeln treffen müssen, um doch wenigstens Menschenopfer und Verlust an Gut und Habe zu vermeiden.

FOREL hat zwischen dem Gletschersturz des Altels und anderen ähnlichen Erscheinungen Vergleiche angestellt und stellt über Gletscherbrüche folgende Systematik auf:

1. Trockene Gletscherstürze (Altels).
2. Bruch durch Wasserdruck in Hohlräumen (Tête Rousse ob St. Gervais).
3. Bruch durch Stauung des Gletscherbaches unter dem Gletscher (Otemma-Gletscher).
4. Bruch durch Wasserdruck infolge Bildung eines Stausees durch Abdämmung eines Thalstückes (Glacier de Gietroz). H. Schardt.

**L. du Pasquier:** Quelques recherches nouvelles sur les Glaciers et les causes de leur ancienne extension. (Arch. des Sc. phys. et nat. Genève. 2. 60—76. 1896.)

—, La cause des variations périodiques des Glaciers et la théorie de ces variations. (Annuaire du Club alpin. 32. 287—293. Bern 1897.)

Verf. bespricht das Werk MARCHI's (La cause dell' Era glaciale, Pavia 1895) und bemerkt, dass MARCHI bei seinen Betrachtungen über die Ursachen der Vergletscherung der Alpen dem Umstand, dass die Alpen zur Gletscherzeit höher lagen und seither um ein Beträchtliches einsanken, nicht genug Rechnung zollt.

Das Sammelgebiet des diluvialen Rhône-gletschers wird von MARCHI zu klein bemessen. Schliesslich wird die Möglichkeit besprochen, aus der Bewegungswelle eines Gletschers, welche durch Anwachsen der Schneemasse im Nährgebiet entsteht und sich bis ans Gletscherende fortbewegt, die Periodicität des Vorstossens und der Rückwärtsbewegung abzuleiten.

Die Periodicität der Bewegung der Gletscher ist thatsächlich erkannt worden und muss unbedingt von den Klimaschwankungen abhängen. Zur Zeit sind die Beobachtungen über die Gletscherbewegungen noch nicht weit genug fortgeschritten, als dass ein Gesetz darüber aufgestellt werden könnte. Fortgesetzte Beobachtungen und Messungen fehlen meist. Dieselben sollten durch regelmässig wiederholt aufgenommene Photographien belegt werden.

Nach MARCHI lässt die Bewegungswelle eines Gletschers folgende Thatsachen erkennen:

1. Die Anwachswelle schwillt dem Gletscher entlang während der Abwärtsbewegung an, insofern sie nicht um mehr als eine halbe Wellenlänge gegenüber der Abschmelzungsperiode zurück ist.
2. Die Fortschrittggeschwindigkeit der Anwachswelle ist grösser als die eigene Geschwindigkeit des Gletschers.
3. Die Zeit, welche nothwendig ist, bis die Anwachswelle am Gletscherende anlangt, hängt von der Empfindlichkeit des Gletschers ab; sie ist der specifischen Geschwindigkeit des Gletschers umgekehrt proportional.

Von 11 gemessenen Gletschern bestätigen 7 diese Behauptungen, während 4 nicht damit stimmen.

Die Schwierigkeit, das Nährgebiet und das Abschmelzungsgebiet der Gletscher genau zu vermessen und die Grenze zwischen beiden zu ziehen, erlaubt bis jetzt nicht die Gesetzmässigkeit der Gletscherbewegung genau zu bestimmen.

H. Schardt.

**F. A. Forel et L. du Pasquier:** Les variations périodiques des Glaciers. (I. Rapport. Arch. des Sc. phys. et nat. Genève. 2. 129—147. 1896; II. Rapport. Ebenda. 4. 218—245. 1897.)

Im ersten der beiden Aufsätze geben die Verf. eine Einleitung, enthaltend eine Angabe allgemeiner Betrachtungen über das Gletscherphänomen und die dasselbe bedingenden und begleitenden Erscheinungen.

Die zeitlichen Bewegungsverhältnisse der Gletscher können folgendermaassen bezeichnet werden:

Eine Periode soll den Zeitraum umfassen von einem Minimalstand zum anderen.

Jede Periode besteht aus zwei Phasen. Die Vorstossphase oder active Variation und die Rückzugsphase oder passive Variation. Dazwischen liegt ein Maximalstand. Maximalstand und Minimalstand sind Momente, wo der Gletscher stationär ist.

Die allgemeinen Bewegungserscheinungen der verschiedenen Gletscher, soweit sie bekannt sind, werden hierauf bis zum Jahre 1895 einer Übersicht unterzogen (Alpen, Pyrenäen, Kaukasus, Centralasien, Nova Zemlia, Skandinavien, Himalaya, Neu-Seeland). Wir besitzen nur über die Alpen etwas detaillirte Beobachtungen. Seit der zweiten Hälfte des jetzigen Jahrhunderts sind die alpinen Gletscher im Abschmelzen begriffen; seit dem letzten Viertel beginnt im Mont Blanc-Massiv wieder eine Vorstossphase, welche seit 1893 abgeschlossen zu sein scheint. Der Aufsatz schliesst mit einem Verzeichniss der Gletscherliteratur.

Der zweite Aufsatz (1896) enthält Berichte der zahlreichen Mitarbeiter, welche, auf der ganzen Erde zerstreut, Beobachtungen über Gletscherbewegungen und die dazu gehörigen Erscheinungen sammeln.

Der Hauptantheil des Berichtes fällt natürlich den Alpen zu, dann folgen Skandinavien, Island, Spitzbergen, Grönland, Vereinigte Staaten, Canada, Russland.

Aus der Gesammtheit der Berichte geht hervor, dass in den letzten Jahren die Gletscher im Allgemeinen im Schwinden sind. Nur einige locale, auf einzelne Gletscher beschränkte Vorstösse sind zu verzeichnen. Kein vollständiges Gletschergebiet ist im Anwachsen begriffen.

H. Schardt.

---

L. Swerinzew: Zur Entstehung der Alpenseen. Inaug.-Diss. Zürich 1896. 36 p.

Verf. bemerkt einleitend, dass die so malerisch gelegenen kleinen Alpenseen viel häufiger sind als man im Allgemeinen annimmt. Sie sind deshalb auch weniger eingehend bekannt. Im Canton Glarus zählt man mehr als 50; im Sanct Gotthard-Gebiet über 120. BÖHM giebt für die Ostalpen mehr als 2400 an. Zählt man dazu noch die zahlreichen ausgetrockneten und ausgefüllten Seebecken, so wird die Anzahl fast verdoppelt. Verf. bemerkt, dass nach deren Entstehungsweise folgende Gruppen von Alpen- und Bergseen zu unterscheiden sind:

1. Abdämmungsseen (Moränenseen, Bergsturzseen, Schuttkegelseen, Gletscherseen).
2. Seen in Glacialräumungskesseln gebildet.
3. Trichterseen.
4. Einsturzseen.
5. Auslaugseen.
6. Tektonische Seen.



Mehrere weitere Gruppen wären noch auszuschneiden.

Verf. geht von dem Grundgedanken aus, dass die Alpenseen, trotz ihrer Verschiedenartigkeit in Form, Lage und Umgebung vielleicht doch eine gemeinsame Entstehungsweise haben möchten. Er glaubt annehmen zu dürfen, dass wohl 90 % derselben einer und derselben Einwirkung ihr Dasein verdanken und zwar der erodirenden Thätigkeit der Flüsse und Bergbäche.

Verf. geht zu diesem Zweck von der Regenfurche aus, welche bei schwacher Neigung gleichmässiges Gefälle hat, aber auf stark geneigter Oberfläche stellenweise widersinniges Gefälle aufweist, wo kleine Wasserbecken sich bilden, zwischen welchen kleine Wasserfälle herunterstürzen. — Ein grösseres Thal mit seinem Bergbach wird ein ähnliches Bild schaffen. Verf. vergleicht in dieser Hinsicht das Aare-Thal oberhalb des Briener-Sees, wo von Innertkirchen bis zum Aargletscher eine ganze Reihe Thalriegel das normale Gefälle unterbrechen, über welchen kleine Seen oder doch wenigstens alte Seeböden vorhanden sind.

Die meisten solcher durch Bacherosion ausgekolkten Seebecken haben nicht mehr als 30 m Tiefe. Dieses Auskolkten, sagt Verf., kann entweder auf dem Verlauf des Baches selbst oder seitlich davon stattfinden. Dass einzelne dieser Seebecken sehr tief gewesen seien, erklärt sich Verf. durch Einschneiden der Abflussrinne in den Thalriegel, zugleich mit der Auskolkung des Beckens. Was die Gletscherwirkung anbetrifft, so giebt Verf. zu, dass Gletscher ähnlich wirken müssen als fließendes Wasser, indem ihr Bewegungsmechanismus derselbe ist. Jedoch kann seiner Ansicht nach die erodirende Wirkung von Gletschereis nur geringfügig sein, im Vergleich zur Wirkung von Wasser. Die Entstehung der hochgelegenen Thalkessel ist offenbar den dort zusammenfliessenden Bächen und Wasserläufen aller Art zuzuschreiben.

Die alleinige typische Erosionswirkung durch Gletschereis ist nach Verf. die Rundhöckerbildung, welche übrigens nur die ungleiche Härte der Gesteinsmassen zum Ausdruck bringt.

Eine kleine Zahl von Bergseen scheinen Ausnahmen zu bilden; so die Trichterseen, welche aber nach der Ansicht des Verf.'s auch durch Erosion entstanden seien. Die Trichter hätten sich erst später gebildet.

Oft sind zwei nahegelegene Erosionskessel miteinander verschmolzen worden durch einen Durchbruch der Scheidewand, so der Grimsel-See. Das kann auch bei einer ganzen Reihe von Erosionskesseln geschehen, wobei die Vorsprünge (Nasen) dazwischen ebensoviele verschmolzene Seebecken andeuten. Der Vierwaldstättersee sei also nicht ein überschwemmtes Flusssystem, dessen Seitenäste die in die Hauptfurche einmündenden, z. Th. überschwemmten Nebenäste andeuten, sondern jedes der Becken stelle ein besonderes Auskolkungsbecken dar. Diese Becken seien durch Einschneiden der Zwischenwände miteinander verbunden worden, wodurch die sogen. Nasen entstanden.

H. Schardt.



**A. Baltzer:** Zur Entstehung der Alpenseen. (Eclogae geol. helv. 5. 1897. 215.) [Vergl. das vorhergehende Referat.]

Zweck dieser Schrift ist die SWERINZEW'sche Seeauskolkungshypothese zu widerlegen. Es erscheint Verf. sehr gewagt, von der Regenfurche ausgehend auf die grossartigen Erscheinungen bei Flusserosion zu schliessen. SWERINZEW habe sich von einer morphologischen Ähnlichkeit verleiten lassen, ohne weder die Dimensionsverschiedenheiten noch das vom Wasser bearbeitete Material in Betracht zu ziehen. Befremdend erscheint, dass SWERINZEW die Gletschererosion principiell anerkennt, derselben aber gar keine Rolle bei der Thalbildung und Aushöhlung von Seebecken zuschreibt. Die nachträgliche Bildung der Abflusstrichter bei Trichterseen wird vom Verf. bestritten.

Wenn auch die Classification der Hochseen und deren Deutung gewiss einer Revision bedarf, so steht ebenso fest, dass die von SWERINZEW vorgeschlagene Entstehungsweise keine plausible Lösung ist.

H. Schardt.

---

**A. Philippson:** Die Entstehung der Flusssysteme. (Verh. naturhist. Ver. der preuss. Rheinlande. 35. 43—62. 1898.)

Verf. giebt einen für weitere Kreise bestimmten, daher von Citaten absehbenden, durch schematische Skizzen erläuterten Überblick über die Entstehung von Flusssystemen, insbesondere ihr Verhältniss zur Tektonik des Untergrundes.

Leonhard.

---

**M. Eckert:** Die Karren oder Schratten. Resultate der Untersuchungen über Karrenfelder in den deutschen Alpen. (PETERM. Mitth. 44. 69—71. 1898.)

Verf., der die Karrengebiete des Hohen Ifen (im Algäu), des Kaisergebirges und des Steinernen Meeres studirt hat, ist über die Entstehung der Karrenformen zu folgenden Anschauungen gelangt.

Die Karrenbildung ist um so vollkommener, je reiner der Kalkstein ist; sie findet sich am besten entwickelt auf Plateaus und zwar in einer Höhenlage zwischen 1600 und 2300 m, am vorzüglichsten in 1750—2200 m Höhe. Für die Bildung der Karren kommt vor allem die „Zerklüftungsfähigkeit des Kalksteins“ in Betracht (die Neigung zur Spaltenbildung), demnächst seine „Inhomogenität“, der Wechsel härterer und weicherer Partien. Unter den Modificationsfactoren, welche sich an dem Prozesse der Karrenbildung betheiligen, sind die Atmosphärien in erster Linie wirksam. Mechanische und chemische Erosion sind gleichmässig thätig; der Erosion durch den Regen wird „die Zuschärfung der Karrengrate, wie zum grössten Theile auch das Zustandekommen der Riefelung an den Karrenwänden“ zugeschrieben. Der Antheil des Schnees besteht darin, die Unterlage feucht zu halten „und mit der ihr zugeführten Kohlensäure die Karrenspalten an ihren Böden ausrunden zu helfen“. In gleicher Richtung, aber von geringerer Bedeutung geht die Wirksamkeit von Nebel, Thau

und Reif. „Frost und Sonnenhitze tragen wesentlich zur Spaltbarkeit des Karrenfelsens bei“, vorzüglich zur Spaltung des Karrenkalksteins in Platten und zur Abspaltung der Karrensteine. Verf. glaubt die Abrundung alter Karren am Hohen Ifen auf die Thätigkeit von Schmelzwässern alter Gletscher zurückführen zu dürfen.

Von grosser Wichtigkeit für die Ausbildung der Karrenformen ist endlich die mechanisch und chemisch wirkende Thätigkeit der Pflanzen, der Flechten und Moose. Ähnliche ätzende Wirkungen, die das Gestein ausrunden, bringt die Säure des Humusbodens hervor. Verf. weist endlich darauf hin, dass abgerundete Karrenformen sich nur in tieferen Lagen finden, und sieht diese als das spätere Stadium schärferer, durch die Thätigkeit der Atmosphärlilien, der Organismen, sowie die Humusbildung ihrer Grösse und ursprünglichen Form beraubter Karrenbildungen an. **Leonhard.**

**J. Sinzow:** Die Erdrutsche von Odessa und ihre Ursachen. Odessa. 8°. 187—241. 3 Taf. 14 Photogr. 1898.

Die russisch und deutsch geschriebene Abhandlung schildert und veranschaulicht durch zahlreiche Photographien eine Erscheinung von grossem Interesse, nämlich einen ausgedehnten Erdrutsch, welcher sich bei Odessa im Jahre 1897 ereignet hat. Es ist das nur das neueste Glied in einer Kette gleichartiger Ereignisse, welche sich seit langen Zeiten dort vollziehen. Das Schwarze Meer besitzt nämlich bei Odessa, auf eine Strecke von  $1\frac{1}{2}$ —2 km vom Ufer, jetzt nur eine geringe Tiefe und ist hier derartig mit unterseeischen Felsenriffen besät, dass der Schifffahrt dadurch nicht geringe Gefahren bereitet werden. Diese Felsenriffe, bestehend aus Odessaer Kalkstein, sind nichts anderes als die Überbleibsel desjenigen Theiles von ehemaligem Festlande, welches im Laufe vieler Jahrtausende durch vielfache ebensolche Abrutschungen zerstört und unter den Meerespiegel hinabgesunken ist. Die Ursache dieser Erscheinung aber liegt, wie aus der im Laufe der Zeiten sich vergrössernden Meerestiefe jener Gegend hervorgeht, darin, dass der dem Ufer naheliegende Theil des Festlandes wie des Meeresbodens andauernd in die Tiefe sinkt.

Das Profil am Uferabhange ist das Folgende:

Löss	{	Schwarzerde $\frac{1}{2}$ —1 m.
		Gelber Lehm
		Rother Lehm } über 28 m.
Ober- pliocän	{	Grauer Sand bis 3,5 m.
		Dunkelgrauer Thon 1 m.
Odessaer Kalk- stein	{	Weisser Mergel 0,7 m.
		Sehr fester Kalkstein (Dikar) 0,7 m.
		Krystallisirter, tuffartiger Kalkstein (Scherstwa) 2 m.
		Odessaer Baukalkstein 3 m.
Dosinien- Stufe	{	Blauer und rother Mergel 1 m.
		Grüner Thon und grüngrauer Sand, welche im Ganzen
		an 45 m Mächtigkeit besitzen.

In der Mitte des Odessaer Kalksteins befindet sich eine wasserführende Schicht; darunter, in der Dosinien-Stufe, noch drei weitere übereinander. Während die beiden unteren ziemlich wasserarm sind, führen die beiden oberen so grosse Wassermengen, dass wir in ihnen die Ursache des Absinkens des Festlandes sehen müssen. Der Dikar-Kalk ist nämlich von zahlreichen senkrechten Klüften durchsetzt, die bis auf die *Dosinia*-Thone hinabreichen. Längs dieser zahlreichen Klüfte sind die dadurch entstandenen vielen Erdschollen mannigfach abgesunken. Durch diese verticalen Verschiebungen aber wird den über dem Dosinien-Thon sich sammelnden reichen Wassermassen der Abfluss zum Meere hin versperrt. Sie durchweichen daher diese Thone so lange, bis diese in einen schlüpfrigen Brei verwandelt sind, auf dem nun die Schollen des Odessaer Kalksteins eine nach der anderen vom Stapel laufen und ins Meer hinabstürzen. Dort sammeln sie sich an und bilden ein sich mehr und mehr verstärkendes Widerlager, welches dann dem weiteren Absinken ein Ziel setzt. Sowie aber durch den Wellenschlag dieses Widerlager von Kalkschollen zertrümmert ist, beginnt das Absinken weiterer Kalkschollen aufs Neue. In besonders grossem Maasstabe erfolgte das am 5. November 1897, bei welchem Ereignisse die Zerklüftung des Bodens, die Zerstörung an Villen und Gärten eine so ungewöhnlich grosse war, dass die Bevölkerung von Odessa tagelang in Aufregung versetzt wurde.

Verf. giebt also als Ursache dieses Absinkens das soeben geschilderte Verhalten an, welches sich ja ganz mit dem, die Bergstürze im Gebirge erzeugenden deckt. Die Ursache aber wiederum dieser Ereignisse, also die Ursache der Zerklüftung des Odessaer Kalksteins, führt Verf., wie eingangs erwähnt, auf das Absinken eines, der Küste benachbarten Streifens des Meeresbodens wie des Festlandes zurück.

**Branco.**

## Petrographie.

L. Milch: Die Grundlagen der Bodenkunde. VIII u. 162 p. Leipzig u. Wien 1899.

Das Buch behandelt nach einigen einleitenden Worten über die Entstehung der Gesteine im ersten Haupttheil allgemein die Eigenschaften der Gemengtheile der Gesteine und Böden, im zweiten die einzelnen bodenbildenden Minerale und Gesteine, also die petrographischen Grundlagen der Bodenkunde, welche ja zugleich ihre wichtigsten sind. Im ersten Theil wird auch der Versuch gemacht, die nöthigen Vorkenntnisse hinsichtlich der chemischen, morphologischen und physikalischen Eigenschaften der Krystalle zu vermitteln. Das bereitet namentlich bei Landwirthschaft-Studirenden bekanntlich meist grosse Schwierigkeiten und ist auf so wenigen Seiten kaum zu erreichen. Es wäre vielleicht zu empfehlen, davon abzusehen und nur eine tabellarische Übersicht jener Eigenschaften für die in Frage kommenden bodenbildenden Minerale zu geben. Der zweite Theil

enthält dann eine recht zweckmässige, z. Th. tabellarische Darstellung zunächst der massigen Gesteine (und zwar fast mit Ausschluss der praktisch ja auch wenig belangreichen Ganggesteine), ebenso ihrer Verwitterung (hier hätte wohl LACROIX' Beobachtung über Bildung von Zeolithen durch Oberflächenwässer Erwähnung verdient). Es folgt die Darstellung der Sedimente, und zwar zunächst der klastischen, und der daraus hervorgehenden Böden, dann der Präcipitate, darauf der durch Gletschertransport entstandenen Ablagerungen und ihrer Verwitterung, endlich der krystallinischen Schiefer. Überall sind die landwirthschaftlich wichtigen Bildungen, wie Nitrate, Kalkmergel, Geschiebemergel etc. besonders eingehend behandelt. Das Buch entspricht offenbar einem Bedürfniss und wird Landwirthschaft-Studirenden gute Dienste leisten, wenn sie sich die unumgänglich nöthigen chemischen und mineralogischen Vorkenntnisse angeeignet haben.

O. Mügge.

---

L. Mc. J. Luquer: Minerals in Rock Sections. The Practical Methods of identifying Minerals in Rock Sections with the Microscope. Especially arranged for Students in technical and scientific Schools. New York. VII u. 117 p. 48 Fig. 1898.

Das kleine Buch enthält eine kurze Darstellung der Grundsätze der optischen Mineralogie, kurze Übersichten über die mikroskopischen Eigenschaften der gesteinsbildenden Mineralien und Anleitungen zur Handhabung der bei der Bestimmung dieser Mineralien und ihrer Eigenschaften am häufigsten gebrauchten Apparate. Es ist ein Leitfaden oder Notizbuch eher als ein Handbuch und als solches Notizbuch mag es für Studenten von beträchtlichem Werthe sein, da diese in sehr concentrirter Form darin die Eigenschaften aller der Mineralien zusammengestellt finden, die in den Gesteinsdünnschliffen vorzukommen pflegen.

W. S. Bayley.

---

Orville A. Derby: On the Accessory Elements of Itacolumite, and the Secondary Enlargement of Tourmaline. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 5. 187—192. 1898.)

Als accessorische Gemengtheile des Itacolumits werden angeführt: Glimmer, Zirkon, Hämatit, Magnetit, Pyrit und Turmalin, dieser letztere besonders von Interesse wegen der secundären Wachsthumerscheinungen, indem dunkle, zuweilen vollkommen opake Körner von unregelmässiger Gestalt eingeschlossen werden von einer heller gefärbten durchsichtigen Masse, welche dieselbe optische Orientirung zeigt. Die äussere Umgrenzung steht in keiner Beziehung zu der des Kernes.

An das Auftreten dieser accessorischen Gemengtheile werden Betrachtungen über den Ursprung des Gesteines geknüpft.

K. Busz.



**E. Mariani:** Sopra alcuni pozzi della pianura trevigiana. (Atti Soc. ital. di Sc. nat. Milano. 36. 35—40.)

Längs der Bahn S. Giuseppe—Cornuda bei Treviso wurden 17 Brunnen erbohrt. In einigen davon fanden sich nur Gerölle und grobe Sande eines alten Conoids der Piave, welcher Complex auf dem Conglomerate steht und als „Ceppo“ bekannt ist; im unteren Theile finden sich Gerölle von Gesteinen vom Comelico, vom Piave-Thal und auch vom Cordevola-Thal, so z. B. Melaphyr, Thonschiefer, Buntsandstein etc.

Vinassa de Regny.

---

**S. Traverso:** Ricerche geognostiche e microscopiche su alcune rocce dell' alto Canavese. (Atti della Società ligustica di Sc. nat e geogr. Genova. 5. (1.))

Diese Arbeit besteht aus zwei Theilen. Im ersten sind die geognostischen Verhältnisse der Syenitmasse vom oberen Canavese beschrieben, im zweiten ist die mikroskopische Beschaffenheit der Gesteine geschildert.

Die Syenitmasse hat unregelmässige Contouren und homogene Structur, nur ihre Elemente sind von verschiedener Grösse. Amphibolische, granatführende und serpentinische Gesteine im NW., Glimmerschiefer und Gneiss umgeben die Masse. Contacterscheinungen sind gar nicht selten.

Das mikroskopische Studium bestätigt diesen Metamorphismus, welcher in grossem Maasse gewirkt hat.

Vinassa de Regny.

---

**S. Rovereto:** Diabasi e serpentine terziarie nella Liguria occidentale. (Atti della Società ligustica di Sc. nat. e geogr. Genova. 5. (2).)

In den Thonschiefern, welche im Polcevera-Thal sich unter den fucoiden-führenden Kalksteinen mit Flyschfacies befinden, sind Diabas und Serpentin in intrusiven Massen vorhanden. Am Diabas findet man Contacterscheinungen, so z. B. bei La Murta. Verf. beschreibt folgende Arten: Epidiabas (gabbro rosso), Diabasmandelstein, porphyrischen Diabas, wirklichen Diabas, miarolitischen Diabas. Am Serpentin sind Contactmetamorphosen sehr fraglich. Die Serpentine enthalten kleinere Diabasmassen, welche von der grossen Diabasmasse sehr verschieden sind. In diesen kleineren Massen unterscheidet Verf. drei Arten: viriditischen, glasigen und ophitischen Diabas.

Vinassa de Regny.

---

**S. Traverso:** Rocce granitiche e porfiriche del Sarrabus. (Atti della Società ligustica di Sc. nat. e geogr. Genova. 6. (2).)

Verf. hat schon die sedimentären Gesteine vom Sarrabus studirt und nun sind die eruptiven Gesteine an der Reihe. Diese sind in granitische und porphyrische getrennt. Unter den granitischen finden sich Granite, Granulite und Mikrogranulite; die porphyrischen sind Porphyre und Porphyrite.

Der Granit aus dem Sarrabus ist jenem von Elba und am meisten jenem von Alzo und vom Lago Maggiore ähnlich. Die Mikrogranulite haben porphyrische Structur und sind mit jenen vom Lago d'Orta, Arona und Lugano verwandt.

Die Porphyre und Porphyrite finden ihre Analoga in jenen der Lepontinischen und Central-Alpen. Die grünen Gesteine sind jenen von Corsica ähnlich.

Nach des Verf.'s Meinung gehören die Granite des Sarrabus, wie jene der Alpen, demselben Alter an und sind dem oberen Palaeozoicum, dem postdevonischen Niveau zuzuschreiben. Die nächstfolgenden porphyrischen Gesteine gehören dem Perm und der Trias an.

---

#### Vinassa de Regny.

**S. Traverso:** Su alcune roccie di Fontanaccio e di Flumentorgiu in Sardegna. (Atti della Società ligustica di Sc. nat. e geogr. 6. (3).)

Im westlichen Rande Sardiniens, vom Capo Pecora bis Portixeddu, sind Thonschiefer, Glimmer- und Chloritschiefer, Quarzit und Kalke vorhanden, welche Verf. dem Silur zuzuschreiben geneigt ist; solche Gesteine von Portixeddu bis Fontanaccio sind von Sandstein aus dem Helvetien überlagert. Nördlich sind krystalline, glimmerige und schieferige Gesteine vorhanden, welche Phyllite und Gneiss überlagern; diese gehören nach Verf. dem oberen Archaicum an.

Basalt findet man in den älteren Gesteinen, während Rhyolith und Basalt im Helvetien vorhanden sind.

Im vorliegenden Werke sind diese jüngeren Gesteine studirt. Contactmetamorphismus findet man nur im helvetianischen Sandstein, deshalb sind die Rhyolithe jünger; noch jünger ist Basalt. Quartärbildungen bedecken Alles.

---

#### Vinassa de Regny.

**S. Traverso:** Le roccie della Val di Trebbia con appendico su alcuni graniti recenti. (Atti della Società ligustica di Sc. nat. e geogr. Genova. 7. Suppl. 85.)

Verf. hat lange Zeit das Trebbia-Thal durchforscht und dort viel gesammelt. Die Arbeit enthält eine kurze geologische Einleitung, eine petrographische Beschreibung, eine Erörterung der tektonischen, genetischen und chronologischen Verhältnisse der Gesteine. Nach des Verf.'s Studien besteht das Trebbia-Thal aus Gesteinen des mittleren und oberen Eocäns; im unteren Niveau findet man schieferige Gesteine, d. h. Argille scagliose, galestrine Schiefer mit Sandsteinen und dunklen Kalken, und bunte Schiefer. Es folgt dann ein Sandstein-Niveau mit wenig Kalk, mehr oder minder schieferig; oben finden sich vorwiegend Kalksteine. Mitten in diesen Gesteinen stehen eruptive, genetisch zusammengehörende Gesteine an; diese „Rocce verdi recenti“ (jüngere Grünsteine) finden nach Verf.'s Meinung ihr Analogon in den älteren alpinen Grünsteinen. Im Trebbia-Thale treten

diese eruptiven Massen in folgender Reihe auf: Lherzolith und Serpentin, Gabbro und Diabas, Granit und Mikrogranit. Diese Granite haben gar keine Ähnlichkeit mit den Graniten der Alpen, sondern stehen jenen aus Toskana und der Galita sehr nahe. Die Eruption der Gesteine ist am Ende des Eocän oder im Anfange des Miocän geschehen.

Vinassa de Regny.

W. Kilian et P. Termier: Note sur divers types petrographiques et sur le gisement de quelques roches eruptives des Alpes françaises. (Bull. soc. géol. de France. (3.) 26. 357—364. 1898.)

Folgende Gesteine werden kurz beschrieben:

Granit von Plan de Phazy (Hautes-Alpes). Das Gestein hat den Typus des Granites vom Pelvoux und ist bemerkenswerth, weil bisher nicht bekannt war, dass der Granit im SO. des Pelvoux wieder zu Tage tritt.

Aus den nummulitenführenden Conglomeraten am westlichen Ufer des Sees von Allos (Basses-Alpes) liegen mehrere Gerölle von Porphyry (Felsophyr) vor. Das Vorkommen dieser Gesteine scheint auf die Umgegend des Sees beschränkt zu sein. Da weder in der näheren, noch in der weiteren Umgebung ähnliche Porphyre anstehen, so ist es wahrscheinlich, dass noch Porphyrgänge unter den tertiären Ablagerungen des Haut-Var auftreten.

Aus den conglomerats pontiques d'Aillaud bei Digne (Hautes-Alpes) ein zweiglimmeriger Granit, wahrscheinlich vom Pelvoux herstammend. Eruptivgesteine sind in diesem Conglomerat sehr selten.

Aus dem miocänen Conglomerat von Voreppe ein Biotitgranit, vielleicht aus dem Pelvoux-Gebiet stammend; ein identisches Gestein ist dort allerdings bisher nicht aufgefunden worden.

Aus dem Miocän der Monta und von Proveysieux (Isère) ein „Granulite“, Biotitgranit mit idiomorphem Quarz. Ursprung unbekannt.

Aus den pliocänen Alluvionen von Ratz (Isère) ein Quarzporphyry unbekanntes Ursprungs.

Aus den alten Alluvionen zwischen Bresson und Pont-de-Claix (Isère) Melaphyr, wahrscheinlich aus dem Bassin du Drac.

Aus den alten Alluvionen von Villeneuve bei Uriage (Isère) hornblendeführender Orthoklasporphyry mit wenig Quarz. Unbekannt in den Grandes Rousses.

Unter den Geröllen der Durance bei Sisteron verwitterter Andesit oder Basalt, vielleicht aus der Gegend von Remollon oder Theus (Hautes-Alpes) und gänzlich (in Thon, Zoisit, Serpentin) umgewandelter Gabbro, anscheinend von Queyras. Ferner aus den alten Alluvionen (Hochterrasse) von Sarretose bei Sisteron einen stark umgewandelten (entkalkt nach TERMIER) Diabasmandelstein.

Aus den Glacialablagerungen von Pontis (Basses-Alpes) ein Gabbro von dem bekannten Typus Haut-Queyras oder Haute-Cerveyrette; ein Be-

weis, dass diese Ablagerungen nicht von dem alten Ubaye-Gletscher herkommen, sondern durch das Thal der Durance gekommen sind.

Aus den Glacialablagerungen von Poizat (Isère) ein veränderter Diabas, bemerkenswerth durch seine Metasomatose, indem in diesem Vorkommen die Entkalkung im Feldspath weiter vorgeschritten ist als im Augit.

Aus den Glacialablagerungen von Pommiers (Isère) ein eigenthümlicher feinkörniger Kugeldiorit. Die Kügelchen bestehen aus Feldspath, in der Mitte finden sich einige Körner von Hornblende. Der Zwischenraum zwischen den Kugeln wird durch ein allotriomorphes Gemenge von Quarz und Hornblende ausgefüllt. Das Gestein ist bisher in den französischen Alpen unbekannt.

Aus den Glacialablagerungen von Ratz (Isère) ein stark verändertes Gestein, wahrscheinlich ein Augitporphyrat aus dem Pelvoux-Gebiet.

W. Bruhns.

**R. Bréon:** Sur les tufs à quartz cristallisé des environs de la Bourboule. (Bull. soc. géol. de France. (3.) 26. 455—456. 1898.)

In den wesentlich aus Bimsteinpartikeln bestehenden Tuffen finden sich ziemlich reichlich stecknadelkopfgrosse bipyramidale Quarzkrystalle, deren Ecken und Kanten leicht gerundet sind. Ferner sieht man in diesen Tuffen mit der Lupe zahlreiche Glimmerblättchen und — meist zerbrochene — Hornblendekrystalle, sowie höchstens erbsengrosse Lapilli. U. d. M. erkennt man noch zahlreiche Bruchstücke von Quarz, Sanidin, triklinem Feldspath und Titanit, welche durch ein im Allgemeinen hellbraunes isotropes Cement verkittet sind. Die Lapilli sind meist reich an Glas; die sauersten enthalten Quarzkrystalle mit seltenen Flüssigkeitseinschlüssen.

W. Bruhns.

**J. Ball:** Serpentine and Associated Rocks of Davos. Dissertation. Zürich. 8°. 47 p. 1 Kartenskizze u. 5 mikrophot. Taf. 1897.

Eine Anzahl von Serpentinvorkommnissen werden geologisch und petrographisch untersucht. Zwischen Klosters und Davos existirt eine wirkliche Serpentinmasse von fast 6 km Länge; weniger ausgedehnte Massen liegen in der Nähe. Der Serpentin dringt oft apophysenartig in die umgebenden Schiefer hinein, woraus Verf. den Schluss zieht, dass die intrusive Natur des Serpentin unzweifelhaft erwiesen sei. Auch Granite sollen als Intrusivmassen in den Schiefen und im Serpentin selbst auftreten. Die Lagerung des Serpentin ist besonders interessant, indem derselbe von dolomitischen Kalken, von Gneiss, Verrucano, Schiefen etc. umschlossen ist; der Contact ist allerdings nicht überall direct sichtbar. Wenn einerseits der Serpentin apophysenartig in die umgebenden Gesteine eindringt, findet auch oft das Umgekehrte statt. So dringt ein rothes Kalkgestein streifenartig in die Serpentinmasse des Schwarzorns ein. Hier sowohl als in den umgebenden Gesteinen sieht Verf. deutliche Spuren von



Umänderungen, welche auf Contactmetamorphose zurückzuführen seien. Indes verwundert sich Verf., dass von den für Contactmetamorphose durch Lherzolithe charakteristischen neugebildeten Mineralien sich fast keine vorfinden, wie sie LACROIX aus contactmetamorphen Gesteinen verschiedener Lherzolithvorkommnisse beschrieben hat.

Dass der Serpentin von Klosters ein zersetzter, serpentinisirter Lherzolith ist, geht aus der Analyse und der petrographischen Untersuchung hervor. Die dunkle Grundmasse mit hellen Flecken (veränderter Olivin) enthält Krystalle von Enstatit und von Diallag. Das spec. Gew. ist 2,78. Das meist massig dichte Gestein ist stellenweise schieferig. Nach den am wenigsten veränderten Varietäten des Serpentin war wohl die Hälfte des Gesteins ursprünglich Olivin, welcher jetzt aber vollständig in Serpentin umgesetzt ist, was aus der für diese Umwandlung bezeichnenden Structur deutlich ersichtlich ist. Diallag und Enstatit haben sicher erkannt werden können, obwohl sie oft zersetzt sind. Amphibol ist selten. Folgende Analysen werden angeführt:

	Wenig zersetzter Serpentin	Sehr zersetzter Serpentin
Si O <sub>2</sub> . . . . .	41,83	39,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,46	1,86
Fe O . . . . .	2,73	3,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,13	3,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,45	0,23
Ca O . . . . .	2,26	?
Mg O . . . . .	34,64	35,63
H <sub>2</sub> O . . . . .	10,54	13,84
	99,04	98,48

Nach den Lagerungsverhältnissen und unter der Annahme, dass die einschliessenden Schiefer liasisch seien, darf das Alter des Serpentin als postliasisch bezeichnet werden. Die dynamischen Veränderungen, welche dieses Gestein erlitten hat, beweisen ausserdem, dass es alle tertiären Dislocationen mitgemacht hat und also prätertiär ist. **H. Schardt.**

**A. Hennig:** Kullens kristalliniska bergarter. I. Den prekambriska granitit, banatit-, hypersthengabbroserien. (Acta Universitatis lundensis. 34. 69 p. 2 Taf. 6 Textfig. 1898.)

Dieser Aufsatz ist der erste Theil einer ganz ausführlichen mikroskopischen und chemischen Untersuchung der krystallinen Gesteine, welche das weit ins Kattegat vorspringende schmale Vorgebirge des Kullen zusammensetzen. Diese Gesteine sind früher als Gneisse und Amphibolite beschrieben, während Verf. sie als Granitit, Banatit und Hypersthengabbro ansieht und ihre abweichende Structur und Mineralführung theils auf Differenzirung, theils auf nachträgliche Dynamometamorphose zurückführt.

Der Kullen ist ein Horst, an dessen Seiten dürftige Reste alt-cambrischer Sandsteine und silurischer Schiefer vorkommen. Die Spalten

sind nicht überall deutlich, an einigen Punkten aber nachweisbar und sogar durch Reibungsbreccien oder Gleitflächen bezeichnet. Durchsetzt wird die krystalline Masse von jüngeren Diabasgängen, welche die damals noch vorhandenen silurischen Schiefer gebrannt haben, und welche heute durch ihre leichtere Verwitterbarkeit z. Th. Thälrrinnen, z. Th., wenn sie widerstandsfähiger waren als das Nebengestein, schmale Rücken bedingen. Aus dem Verhalten zum Sandstein geht hervor, dass jedenfalls die Hauptmasse des Kullens präcambrischen Alters ist, aus dem innigen Zusammenhang der einzelnen Gesteine, dass ein einheitlicher Gesteinskörper vorliegt.

Sehr eingehend werden die einzelnen Mineralien, besonders der Feldspath, besprochen, der theils Alkalifeldspath, Mikroklinmikroperthit, Orthoklasmikroperthit, theils Kalknatronfeldspath von sauren Mischungen und Oligoklas- resp. Andesinmikroperthit ist. Der Quarz zeigt alle Arten von Druckerscheinungen, der Biotit ist ein Glimmer zweiter Art mit geringem Axenwinkel. Der Diallag pflegt an Menge sehr zu wechseln und wandelt sich einerseits in ein Chloritquarzaggregat, andererseits in compacte grüne Hornblende um. In den Gabbros wird er stets von jüngeren Hypersthen und von einem Eisenthonerdegranat begleitet.

Man kann nach dem Mineralbestandtheil, der Farbe und dem Kieselsäuregehalt drei Gesteinsgruppen unterscheiden, nämlich hellere Orthoklasalbitgesteine der Granitfamilie, dunklere Orthoklas-freie mit Diallag und Hypersthen, die zu der Gabbrogruppe in Beziehung stehen, und als Zwischenglied eine Reihe von Übergangstypen mit Oligoklas-Orthoklas-Führung, die zwischen die Granite und Quarzdiorite zu stellen sind und nach BRÖGGER's Vorgang Banatite genannt werden. Die Gabbros treten als Schlieren und Knoten in den anderen Felsarten auf; sie sollen basische Schlieren und ihre gneissartige Structur, z. Th. eine primäre Fluidalstructur sein. Die spätere Druckumwandlung hat besonders die quarzreichen Varietäten betroffen, die Quarzkörner verdrückt und die Feldspathe in Mikroklin oder Perthite umgesetzt. Ihre Intensität soll im ganzen Stocke ziemlich gleich gewesen, ihre verschiedene Stärke eine Function des betroffenen Gesteines sein, da die basischeren Partien weniger berührt zu sein scheinen mit Ausnahme der Gabbros. Sehr ausführlich wird die Entstehung des Perthits behandelt, der auf eine Zerlegung des Natronorthoklas zurückgehen soll, durch Spaltenbildung nach (801) und Ausfüllung dieser Klüfte mit Plagioklas-substanz. An Verwitterung als Ursache der Perthit- und Mikroklinstructur ist bei der Frische der Gesteine nicht zu denken. Eigenthümliche Verhältnisse zeigt der Gabbro, der mit den Pyroxengranuliten Sachsens identisch ist. Die Feldspathe sind innen saurer als aussen; die inneren Theile sind gepresst, die äusseren Zonen nicht. Das gesammte Gestein hat eine Hornfelsstructur und verdankt seine Haupteigenschaften der Druckmetamorphose. Denn durch diese soll aus den Andesinen der Albit und dessen Randzone entstanden sein, aus dem Diallag die Hornblende und als völlige Neubildung aus Diallag resp. Hypersthen und Andesin der Granat, so dass

der Gabbro schliesslich in einen Granatamphibolit übergeht. Ähnliche Umgestaltungen haben aus dem mittleren und südlichen Schweden TÖRNEBOHM und BÄCKSTRÖM beschrieben, aber z. Th. als Contactwirkung, wovon hier nicht die Rede sein kann. Im mittleren Theile der Arbeit werden nach den von ROSENBUSCH, BECKE und BRÖGGER vorgeschlagenen Methoden eingehend drei Analysen der Haupttypen, z. Th. mit Hilfe der graphischen Methode, kritisch beleuchtet. Die Analysen beziehen sich auf einen Granitit von Arild (I), einen Banatit von Kockenbus (II), und den Gabbro (III).

	I	II	III
SiO <sub>2</sub> . . . . .	76,64	64,02	48,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,50	20,45	23,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,50	2,85	8,03
MgO . . . . .	0,12	1,28	6,58
CaO . . . . .	0,65	4,51	11,02
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,48	3,34	2,60
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,51	3,54	1,09
	100,40	99,59	101,36

Dies giebt für I Ca : Na : K = 1 : 10,5 : 10,95,  
 „ II = 1 : 1,39 : 0,54,  
 „ III = 1 : 0,4 : 0,1.

Im Dreiecksschema liegt dann I in der Nähe der  $\gamma$ -, II in der Nähe der  $\delta$ -Magmen von ROSENBUSCH, III ziemlich in der Mitte zwischen dem  $\psi$ -Punkte und der Spitze des Dreiecks.

Eine von RAMBERG ausgeführte Analyse des Granats lieferte folgende Zahlen: CaO 5,60, MgO 7,99, MnO 1,07, FeO 22,93, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 21,10, SiO<sub>2</sub> 40,45, Glühverlust 0,24, Sa. 99,38; daraus 3 R O = 1,8 FeO, 0,6 MgO, 0,5 CaO, 0,1 MnO. — Zwei Tafeln mit 18 Mikrophotographien geben eine Reihe der mikroskopischen Structurverhältnisse, speciell diejenigen des Mikrophthites und des Mikroklin's wieder. Deecke.

I. M. Jegunow: Schwefeleisen und Eisenoxydhydrat in den Böden der Limane und des Schwarzen Meeres. (Annuaire géol. et min. d. l. Russie. 2. 157—180. 1897. Mit 1 Taf. 4<sup>o</sup>. Russ. u. deutsch.)

II. M. Sidorenko: Petrographische Untersuchung einiger Schlammproben des Kujalnik-Limans. (Arb. d. Comm. z. Unters. d. Limane. In: Mémoires [Sapisky] d. l. soc. d. naturalistes d. l. Nouvelle-Russie. 21. Heft 2. 118—133. Odessa 1897. Russisch.)

III. N. Sokolow: Einige Daten über die periodischen Veränderungen des Salzgehaltes des Wassers im Bug-Liman. (Bull. Com. géol. Pétersburg. 16. 145—154. 1897. Russ. mit franz. Résumé.)

[Die am Grunde der Limane Südrusslands (vergl. dies. Jahrb. 1899. II. -110-) sich absetzenden Schlammmassen sind theils schwarz, theils grau gefärbt. Dabei geht der schwarze Limanschlamm bei Luftzutritt in grauen



über, indem das in ihm enthaltene Schwefeleisen sich zu Eisenoxydhydrat oxydirt, und umgekehrt wird bei Luftabschluss der graue Schlamm wiederum in schwarzen zurückverwandelt. Dass bei diesen letzteren Umänderungen Mikroorganismen thätig sind, wurde seit Ende der 80er Jahre in mehreren Abhandlungen WERIGO's, BRUSILOWSKY's und JEGUNOW's nachgewiesen<sup>1</sup>. Der für die Bildung des FeS nöthige  $\text{SH}_2$  wird durch die reducirende Thätigkeit von im Schlamm anwesenden Spaltpilzen, die durch BRUSILOWSKY z. Th. isolirt worden, aus Sulfaten und schwefelhaltigen organischen Substanzen, theilweise als Nebenproduct bei anderen Gährungs- und Fäulnisprocessen gebildet. Parallel suchten ANDRUSSOW und OSTROUMOW die Frage nach der Entstehung des  $\text{SH}_2$  im Schlamm und Wasser des Schwarzen Meeres zu lösen<sup>2</sup>.

Die Entstehung der zur  $\text{SH}_2$ -Bildung nöthigen Sulfate geht, wie heute sicher steht, z. Th. im Schlamm selbst vor sich, und zwar durch die Lebensthätigkeit der daselbst vorhandenen Schwefelbakterien. Gleich den von den Geologen noch recht wenig beachteten Eisenbakterien, die zur Bildung bedeutender Lager von Raseneisenerz, Sumpferz und Eisenerz Veranlassung geben und bei der Wasserversorgung der Städte durch ihre enorme Vermehrung im eisenhaltigen Wasser und dadurch verursachte Verstopfung von Leitungsröhren öfters sich unangenehm genug geltend machen, gleich den Nitroso- und Nitrobakterien, die unter anderem zur Entstehung des Mauersalpeters führen und vielleicht bei der Zerstörung mancher Gesteine eine nicht unwichtige Rolle spielen, besitzen auch die Schwefelbakterien die Eigenschaft, dass sie die zum Leben erforderliche Energie nicht durch Verarbeitung von organischer, sondern durch Oxydation unorganischer Substanz erhalten. Die Untersuchungen WINOGRADSKY's<sup>3</sup> haben festgestellt, dass diese Schwefelbakterien  $\text{SH}_2$  oxydiren, und den daraus abgespaltenen S in ihren Zellen in Form ölig-weicher Kügelchen ablagern (die erst nach Abtödtung der Zellen in krystallinischen, monoklinen und rhombischen S übergehen). Der oft mehr als 90% der Zellen ausmachende S dient nun, indem er zu Schwefelsäure oxydirt wird, als Energiequelle für die Erhaltung des Lebens der Bakterie. Der Oxydations-(Verbrennungs-)Process involvirt die Athmung. Die Schwefelsäure wird durch aufgenommene Carbonate, deren Gegenwart im Substrat für die Existenz der S-Bakterien Bedingung ist, sogleich neutralisirt und in Form von Sulfaten ausgeschieden. Somit werden durch die Thätigkeit der S-Bakterien die Carbonate des Substrates in Sulfate übergeführt. Hierdurch und in stetem Zusammenspiel mit den die Sulfate reducirenden Spaltpilzen wird ein Kreislauf des Schwefels in der Natur ermöglicht: Bei der Fäulnis höherer Pflanzen,

<sup>1</sup> Hauptsächlich erschienen in: Ber. d. Odessaer balneolog. Ges. (russ.), Südruss. medic. Zeitschr. (russ.), Arch. d. biolog. Wiss. Petersburg (russ.), Centralblatt für Bakteriologie, Annuaire géol. d. l. Russie. 1.

<sup>2</sup> Dies. Jahrb. 1897. I. -52-. Bull. soc. géogr. russe. 28. Mém. d. l. soc. d. natural. d. l. Nouv.-Russ. 16. Conf. Guide d. excurs. du VII Congr. géol. intern. No. 29. p. 6 ff.

<sup>3</sup> Botanische Zeit. Jahrg. 45. No. 31—37. 1887.



welche Sulfate aufgenommen und in Form organischer Verbindungen aufgespeichert haben, werden diese durch Mikroorganismen unter  $\text{SH}_2$ -Bildung reducirt, der letztere aber durch Schwefelbakterien wiederum in Sulfate übergeführt, die von neuem ihren Weg durch höhere Pflanzen nehmen können. Steht den S-Bakterien für längere Zeit kein  $\text{SH}_2$  zur Verfügung, so verbrennen sie den in sich aufgespeicherten S innerhalb 1—2 Tagen vollständig und sterben dann ab.

Da nun derartige S-Bakterien sich nicht nur vielleicht in jeder S-Quelle finden, sondern auch im Schlamm der südrussischen Limane nachgewiesen worden sind, und überhaupt überall da vorkommen dürften, wo infolge intensiver Zersetzung von Eiweissstoffen oder kräftiger Reduction von Sulfaten sich reichlich  $\text{SH}_2$  entwickelt (so in den seichten Buchten der dänischen Küste, der Insel Ösel, auf dem Grunde gewisser Strandseen Kurlands, in vielen Salzseen Südrusslands und Sibiriens etc.), so glaubte Ref. ihr Wesen zunächst kurz skizziren zu müssen zum Verständniss eines Theiles der im Liman-Heilschlamm und verwandten Producten vor sich gehenden biologisch-chemischen Prozesse.]

Nun war von WERIGO und BRUSILOWSKY in ihren Eingangs erwähnten Arbeiten die Ansicht vertreten worden, dass das im schwarzen resp. grauen Schlamm auftretende Schwefeleisen bezw. Eisenoxydhydrat sich im colloidalen Zustand befinde und die Zwischenräume zwischen den Quarzkörnern einnehme, sowie in die Poren des Thones eindringe.

Dass dieser colloidale Zustand aber mehr nur vermuthet als nachgewiesen worden sei, wird von JEGUNOW in seiner unter

I. angeführten Abhandlung dargethan. Indem Verf. eine gewisse Menge von vorher oxydirtem, d. h. an der Luft getrocknetem Limanschlamm in cylindrische Gefässe brachte, Wasser zufügte und Jahre lang stehen liess, konnte er gewisse im Schlamm der Limane sich abspielende Vorgänge im Kleinen im Laboratorium sich wiederholen lassen und den Einfluss verschiedener äusserer Bedingungen studiren. Bezüglich der Versuche muss auf einige frühere Publicationen sowie auf das hier referirte Original des Verf. verwiesen werden. Leider ist in letzterem die dem russischen Text parallel gehende deutsche Übersetzung SEEMEL's, von der Stilistik und der nicht allseitigen Beherrschung der entsprechenden Fachausdrücke zu schweigen, vielfach derart fehlerhaft, dass sie ohne Zuhilfenahme des russischen Textes unverständlich bleibt.

Hier seien nur einige Ergebnisse der Versuche erwähnt. In dem schwarzen Limanschlamm, der bei Luftabschluss in kurzer Zeit aus dem grauen hervorgeht, diffundirt zunächst das aus  $\text{H}_2\text{S}$  und den Eisenverbindungen des Wassers bezw. der darin faulenden vegetabilischen Reste gebildete Schwefeleisen und scheidet sich dann entweder langsam und allmählich aus, oder aber mit einem Male, nachdem es sich vorher einige Zeit im Zustande einer schwarzen colloidalen Lösung (Hydrosol) befunden. Ähnliche Resultate ergaben sich bei Schlammproben aus dem Schwarzen Meere (20 m Tiefe) und einigen Salzseen der Krym. Die sich ausscheidenden Häutchen (Dicke unter 0,0004 mm) bestehen aber nicht aus  $\text{FeS}$  allein,

sondern stellen vielmehr eine farblose, homogene, structurlose Masse (Kieselsäure) dar, in welcher das FeS in Form feinsten Beimengung oder in Gestalt von Einschlüssen oder aufsitzenden Körnchen erscheint. Die als Bakterienplatte bezeichnete Gesellschaft von Schwefelbakterien, welche zu ihrem Gedeihen sowohl  $\text{SH}_2$  als auch O nöthig hat, vegetirt in gewisser Höhe der Wassersäule der Culturen, nämlich dort, wo von oben O und von unten  $\text{SH}_2$  zusammentreffen. Sie entspricht der oberen Verbreitungsgrenze des  $\text{SH}_2$  im Schwarzen Meere (200 m unter dem Wasserspiegel), über welcher ein reiches organisches Leben (*Madiola*-Schlamm ANDRUSSOW'S) herrscht, während unter ihr dem Wasser der O mangelt und daselbst nur Mikroorganismen vegetiren. Verschwindet in den Culturen die Bakterienplatte oder senkt sie sich zu Boden, so diffundirt der O des Wassers tiefer zum gebildeten FeS und verwandelt dieses in Eisenoxydhydrat (feinste Häutchen und formlose Flocken). Gelangen zu dem FeS-haltigen Boden Algen, so findet auch um sie herum eine Ausscheidung von Eisenoxydhydrat statt. Bei Zusatz von Carbonaten oder Hydroxyden von Schwermetallen zu den Culturen des Limanschlammes werden erstere zu Sulfiden reducirt; eine mit  $\text{CuCO}_3$  versetzte Cultur gab nach  $4\frac{1}{2}$  Jahren Concretionen von metallischem Cu; die Reduction hatte  $\text{CuS}$  passirt. — Die geologische Anwendung der im Vorstehenden kurz skizzirten Vorgänge ergibt sich von selbst.

II. Petrographische Untersuchung dreier Proben von grauem und schwarzem, klebrigem, plastischem Schlamm aus dem Kujalnik-Liman bei Odessa. Sie bestehen aus einem Gemisch von Thon und verschiedenen Mineralien in wechselndem Mengenverhältniss, wozu sich thierische und pflanzliche Reste und deren Zersetzungsproducte gesellen. Der allein zu therapeutischen Zwecken verwandte „schwarze Schlamm“ stellt einen sandigen, schlammigen, an FeS reichen Thon dar. Der „graue Schlamm“ ist ein schlammiger Sand, ärmer an FeS als der vorige. In ihnen wurde ferner nachgewiesen (\* selten): Orthoklas, Albit (\*), Biotit, Lepidomelan, Muscovit (\*), Ripidolith, Zirkon (\*), Rutil (\*), Magnetit, Göthit (\*). (Umwandlungsproduct des Magnetit), Eisenoxydhydrat, krystallinisch und colloidal [? d. Ref.], Aragonit (\*), Apatit (\*), körniger Gyps mit Zeichen mechanischen Transportes, Schwefel in freien Körnern, von denen angenommen wird, dass sie ein Zersetzungsproduct von FeS darstellen, da sie nicht im frischen, sondern nur im ausgetrockneten Schlamm beobachtet werden, Schwefeleisen in Flocken, seltener in Kügelchen und Concretionen (im Inneren derselben fremdes Mineralkorn), den Thon innigst pigmentirend und andere Gemengtheile umhüllend (Perimorphosen). Im trockenen Schlamm wurden ausserdem kleine Gyps-, Steinsalz-, Sylvit- und Carnallitkrystalle beobachtet, die durch Ausscheidung aus dem den Schlamm durchtränkenden Limanwasser entstanden.

III. Mittheilung einiger Analysen von Wasser, das zu verschiedenen Jahreszeiten aus dem mit dem offenen Meere in Verbindung stehenden Bug-Liman und seinem kleinen östlichen Ausläufer, dem Ingul-Liman, entnommen worden. Bezüglich der Resultate sei auf eine in den Verhandl.

d. min. Ges. Petersburg. 35. 1. Liefg. p. 1—18. 1897 erschienene Abhandlung des Verf.'s hingewiesen (dies. Jahrb. 1899. I. -57-), die eine deutsche Übersetzung vorliegender Arbeit darstellt. Hier sei nur bemerkt, dass im Herbst die festen Rückstände im Allgemeinen stark zunehmen, insbesondere der Chlorgehalt, der sich 20-, 30-, ja sogar 40 mal vergrössert im Vergleich zum Frühjahr (im Herbst Eindringen des Meerwassers, im Frühjahr völlige Aussüssung des Limans durch Dnjepr-Wasser). Jene deutsch geschriebene Abhandlung referirt ausserdem über die seit des Verf.'s Arbeit über die Entstehung der Limane (dies. Jahrb. 1899. I. -336-) erschienene Limanliteratur, nämlich über 1. RUDSKY: a) Über die Entstehung der Limane des Gouv. Chersson; b) Die Schwankungen des Spiegels der Limane (dies. Jahrb. 1899. II. -110-). 2. MUSCHKETOW: Notiz über die Entstehung der Salzseen der Krym. 3. SINZOW: Über die Bohrlöcher auf den Zucker-Raffinerien in Odessa. Doss.

I. W. P. Anikin: Über die Schwankungen im Bestande der Salze der Salzseen des Kaspi-Bassins. (Annuaire géol. et min. d. l. Russie. 3. 31—43 [russ.] und 43—45 [deutsch]. 1898. 4<sup>o</sup>.)

II. L. Berg, W. Elpatjewsky und P. Ignatow: Über die Salzseen des Omsk'schen Kreises. (Nachrichten [Iswestja] d. russ. geogr. Ges. 35. Heft 2. 179—200. Mit 2 Taf. 1898. Russisch.)

I. Die in dichtem Netze über die aralokaspische Tiefebene verstreuten Salzseen, Überreste ein und desselben Meeres, erweisen sich in ihrem Salzbestande äusserst verschieden, so dass es fast unmöglich ist, zwei Seen zu finden, bei denen derselbe identisch wäre, wogegen es sehr oft vorkommt, dass von zwei benachbarten Seen der eine vorzugsweise NaCl, der andere Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> oder ein Gemenge von Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> und MgSO<sub>4</sub> enthält (Bitterseen). Veränderungen des Salzbestandes gehen auch heute noch vor sich; viele Zeugnisse beweisen, dass NaCl-haltige Seen sich in solche mit vorwaltendem Gehalt an Sulfaten verwandeln und umgekehrt. Verf. giebt nun zunächst eine Zusammenstellung aller der seit PALLAS' Zeiten bis auf die Gegenwart gemachten Erklärungsversuche über die Entstehung und Veränderung der Bitterseen, von denen keiner der Kritik Stand hält, und versucht dann jene Veränderungen von einem neuen, durchaus plausiblen Gesichtspunkte aus zu erklären, indem er den Wind als wirkendes Agens bezeichnet. Dabei ist die vorliegende Arbeit um so anerkennenswerther, als sie von einem Nichtfachgeologen — Verf. ist Conservator am zoologischen Museum zu Tomsk — verfasst worden, welcher, da er sich nur auf Literaturquellen stützt, augenscheinlich selbst die Seen nie besucht hat.

Viele der Salzseen trocknen in jedem Sommer aus, wobei naturgemäss Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> und MgSO<sub>4</sub> sich über dem NaCl absetzen. Letzteres ist fest, erstere bilden dagegen stets eine leichte blasige, bröckelige Masse, die von den starken Steppenwinden erfasst, transportirt und z. Th. in einem noch nicht ausgetrockneten See wieder abgesetzt werden kann, welcher sich



hierdurch im Laufe von Jahrhunderten in einen Bittersee verwandelt. Andererseits vermag sich aber auch ein Bittersee in einen reinen Salzsee verwandeln, wenn er nach dem Austrocknen unter dem Einfluss des Windes alle seine Bittersalze verliert oder auch, wenn nur ihm anhängende kleinere Buchten und Busen jedweden Sommer zum Austrocknen gelangen. Gerade an diesen letzteren seichten Stellen geht nämlich die Auskrystallisierung der Bittersalze, ganz besonders des  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , vor sich. Infolge Transportes derselben durch den Wind in benachbarte Süßwasserseen oder schwach salzige Seen lässt sich das Vorkommen von Seen, die fast reine  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ -Lösungen enthalten, inmitten anderer Salzseen leicht erklären.

Was die Herkunft der Bittersalze betrifft, so entstammt natürlich ein gewisser Procentsatz dem vormaligen Meere, ein anderer Theil dürfte wohl durch die Thätigkeit der Schwefelbakterien (s. voriges Referat) gebildet worden sein, die, wenngleich in den Salzseen des bezeichneten Rayons noch nicht nachgewiesen, da überhaupt nach ihnen noch nicht geforscht worden, sich sehr wahrscheinlich in ihnen finden werden; denn die Gegenwart von schwarzem,  $\text{SH}_2$  entbindenden Schlamm ist auf dem Grunde vieler der hier in Frage kommenden Seen nachgewiesen worden. Hiernach sind die Bedingungen für das Gedeihen der S-Bakterien gegeben. Die von ihnen gebildete Schwefelsäure führt den überall vorhandenen  $\text{CaCO}_3$  in  $\text{CaSO}_4$  über, der seinerseits mit  $\text{NaCl}$  in Wechselwirkung tritt und  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  bildet. Ferner ist bekanntlich die Möglichkeit einer trockenen Umwandlung eines Gemenges von  $\text{NaCl}$  und  $\text{CaCO}_3$  in  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  unter der Einwirkung faulender organischer Substanzen nachgewiesen (Beobachtung DARWIN's in Peru). Möglich, dass infolge der skizzirten Umwandlungen einerseits und der Wirkung des Windes andererseits das Kaspische Meer im Vergleich zu anderen einen so hohen Gehalt an Na- und Mg-Sulfaten aufweist.

Schon DARWIN wies auf die grosse Ähnlichkeit der patagonischen mit den sibirischen Salzseen hin. In Patagonien krystallisiren in trockener Jahreszeit aus dem Boden weiter Niederungsgebiete Salze aus, die vom Wind zu kleinen Haufen zusammengefeigt werden. In der Nähe des Meeres wurden 37 %  $\text{NaCl}$  in diesen, hauptsächlich aus  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  bestehenden Salzen nachgewiesen, einige Meilen landeinwärts nur noch 7 %  $\text{NaCl}$ . Auch dieses Factum kann die Vermuthung erwecken, dass das  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  sich im Boden durch die Thätigkeit von S-Bakterien bildete: in der Regenzeit sind die betreffenden Gegenden von schwarzem, stinkigem, salzhaltigem Schlamm bedeckt.

II. Die bisher noch nie von fachmännischer Seite besuchten Salzseen Dengis, Teke und Kysyl-kak, 120—200 Werst südlich Omsk in der sibirischen Steppe gelegen, wurden von den Verff. in geographisch-geologischer und zoologischer Hinsicht untersucht. Der Salzsee Kysyl-kak mit durch *Monas Dunalii* braunroth gefärbtem Wasser und zähem schwarzen,  $\text{SH}_2$ -haltigen Schlamm auf dem Boden hat bei einer Grösse von ca. 175 Quadrat-Werst eine Maximaltiefe von nur  $1\frac{1}{2}$  m. In seiner Nähe befinden sich kleine Süßwasserseen. Der Bittersalzsee Dengis (kirgisisch = Meer) besitzt bei



seiner den Genfer See um das Doppelte übertreffenden Grösse von 1087 Quadrat-Werst eine Maximaltiefe von nur 3 m, stellt somit einen der seichtesten Seen der Erde dar. Auf seinem Boden  $\text{SH}_2$ -reicher, dicker Tinte gleichender Schlamm. Im Kysyl-kak und dem kleineren Teke-See setzte sich bis vor einigen Jahren Salz ab; durch reichere atmosphärische Zufüsse der letzten Jahre ist dieser Process unterbrochen worden.

Im untersuchten Rayon wurden angetroffen eocäne Sandsteine und Sande mit Hai-fischzähnen, oligocäne an Gyps, Markasit, Sphärosiderit, reiche Thone mit zahllosen Zähnen und Wirbeln von *Lamna*, Thonschiefer, Sulphat-haltige und eisenschüssige Sandsteine mit Lignit-haltigen Thonlagen (am Ende der Oligocänzeit wurde die Verbindung des westsibirischen Meeres mit dem südrussischen und dem Eismeer aufgehoben, cf. WYSSOTZKY: Explorations géol. et minières le long du chem. d. fer de Sibérie. Livr. V. p. 69. 1896), ferner neogene Thone und Sande, reich an Glaubersalz, Gyps und Thonerdesulphat, endlich gangförmiger Hornblendegranit und Felsitporphyr.

Doss.

C. Riva: Escursioni nel Caucaso e nell' Armenia in occasione del Congresso geologico internazionale di Pietroburgo. (Atti Soc. Ital. d. sc. natur. 37. 25 p. 1898.)

In die Beschreibung der bekannten Excursionen sind folgende eigene Beobachtungen eingeflochten:

1. Die Gesteine des Elbrus sind Hypersthenandesite oder hypersthenführende Amphibol-Biotit-Andesite mit vitrophyrischer oder hyalopilitischer Structur. Die Feldspathe gehören zum Labradorit, haben oft zonaren Bau (Andesin-Bytownit) und reichlich Glaseinschlüsse. Der Hypersthen nähert sich dem Bronzit, die Hornblende ist grünlichbraun, stark pleochroitisch, mit geringem Auslöschungswinkel. Der Biotit wechselt sehr an Menge und ist in den an Hypersthen reichen Gesteinen spärlich, z. Th. lässt er sich beim Meroxen einreihen. Die Grundmasse ist entweder ein reines, schwach braungelbes Glas oder mit zahlreichen Mikrolithen entglast. In den Gesteinen mit fluidaler Structur herrscht durch deutliche Feldspath-mikrolithe der hyalopilitische Typus vor.

2. Der Granit der Darial-Schlucht im Kaukasus ist ein orthitführender Hornblendegranit aus der Gruppe der Adamellite mit grossen Mikroklin- und Andesinkrystallen. Die Diabase, die in jener Schlucht gangförmig erscheinen, sind Uralitdiabase mit accessorischem Orthit und geringen dynamometamorphen Veränderungen.

3. Die Gesteine des Kasbek lassen sich als Augit-Hornblende-Andesite mit accessorischem Olivin und holokrystalliner porphyrischer Structur bezeichnen. Die Laven des Südabhanges bei Mlety sind normale Plagioklasbasalte oder Hypersthenandesite nebst zahlreichen unmerklichen Übergängen zwischen den beiden Typen.

4. Die Eruptivmassen bei Jelenowka in Armenien sind Plagioklasbasalte. Am Grossen Ararat herrschen Augit- und Hypersthen-

andesite mit vitrophyrischer oder hyalopilitischer Structur vor. In den glasigen Varietäten befindet sich ein bräunliches Glas, in den anderen sind zwei Feldspathgenerationen erkennbar, von denen die kleineren, jüngeren nebst Augitkörnern an der Bildung der Grundmasse Antheil haben. Der grüne Augit löscht mit  $36^\circ$  aus; das Glas hat ein spec. Gew. von 2,49—2,50; die zahlreichen Glaseinschlüsse in den Feldspatheinsprenglingen sind eisenreicher und daher tiefbraun gefärbt. — Am Kleinen Ararat sind ebenfalls hypersthenführende Augitandesite mit reichlichen Labradoriteinsprenglingen entwickelt. — Bei Alexandropol stehen Ströme von Plagioklasbasalt an, schwarz, blasig und reich an Labradorit, Olivin- und Augiteinsprenglingen, zu denen sich wiederum als accessorischer Gemengtheil Hypersthen gesellt. — Bei Ani sind Tuffe verbreitet mit Andesitblöcken und bedeckt von Plagioklasbasalten von z. Th. doleritischem Habitus. — Am Berge Djadjoux fanden sich Hornblendeandesite und in der Nähe glimmerführende Augitdiorite vom Monzonittypus. 10—15 km östlich vom Berge kommen wieder Augitandesite mit Hypersthen vor, denen zahlreiche von radialfaserigem Quarz und amorpher Kieselsäure erfüllte Hohlräume eigenthümlich sind.

Deecke.

---

**G. Barrow:** On the Occurrence of Chloritoid in Kincardineshire. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 149—156. 1898.)

Verf. fand in der Nähe von Drumtochty Castle ein Chloritoidgestein und verfolgte es anstehend auf eine Entfernung von fast 22 engl. Meilen. Die Aufschlüsse bei Drumtochty Castle zeigen die folgenden Gesteine: 1. eine chloritreiche grüne Grauwacke, die allmählich feiner im Korn wird und in den gelblich gefleckten grünen chloritoidführenden Schiefer übergeht. Auf diesen folgt ein wenige Zoll mächtiger, glänzender Schiefer und weiterhin ein gelblicher Schiefer mit kleinen Biotitkrystallen. Der letztere geht allmählich in eine schieferige, grobkörnige, gerölleführende Arkose über. Dasselbe Profil wurde in der ganzen Zone aufgefunden. Nur soll die Metamorphose des Chloritoidschiefers an verschiedenen Stellen verschieden stark sein, so dass man ihn an anderen Stellen z. B. als „Phyllit“ bezeichnen würde. Nicht an allen Stellen ist der Chloritoid makroskopisch nachweisbar; doch mikroskopisch ist er innerhalb derselben Schicht überall aufzufinden. Das Chloritoidgestein besteht wesentlich aus Muscovit, Chlorit und Quarz. Das als Chloritoid bestimmte Mineral steht in der Härte zwischen Mikroklin und Glas. Die grösseren Krystalle sind fast immer einfach, sehr selten polysynthetisch verzwilligt, die kleineren Krystalle gewöhnlich einfache Individuen. Die Spaltbarkeit nach der Basis ist vollkommen, die nach den Prismenflächen nur angedeutet. Der Pleochroismus ist: a olivengrün, b dunkelindigoblau, c blassgrüngelb. Der optische Charakter ist positiv. Die spitze Bissectrix tritt schief auf der Basis aus. Die Lichtbrechung ist stark, die Doppelbrechung nicht sehr beträchtlich. Nach diesen Merkmalen handelt es sich um einen typischen Chloritoid. Das zeigt auch die folgende Analyse, die an ganz

besonders sorgfältig gereinigtem Material angestellt, eine dem Verf. auffällig gross erscheinende Übereinstimmung mit der des von BARROIS beschriebenen Chloritoids von der Ile de Groix ergab.

	Kincardine	Ile de Groix
SiO <sub>2</sub> . . . . .	26,00	24,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	40,05	40,36
FeO . . . . .	19,50	} 26,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,05	
MgO . . . . .	2,88	2,54
Glühverlust . . .	6,00	6,23
Summe . . . . .	99,48	100,20

Verf. vergleicht diese Analysen mit denen anderer Chloritoiden und hält es für sehr wahrscheinlich, dass die grossen Abweichungen der anderen untereinander und von den hier angeführten von Verunreinigungen des angewandten Materiales herrühren. Es gelang ihm übrigens, sowohl in dem Chloritoid von Kincardine, wie in dem von der Ile de Groix kleine Mengen von Mangan nachzuweisen<sup>1</sup>.

Die anfangs erwähnten Flecke oder wohl besser Knoten des Chloritoidgesteins bestehen aus einem nicht näher bestimmten Eisen-Thonerdesilicat, das ganz von Einschlüssen erfüllt ist. Charakteristisch sind für das Gestein auch ziemlich zahlreiche Turmalinkristalle.

Angaben über die Entstehung des Chloritoids und die Ursachen der Metamorphose des beschriebenen Gesteins fehlen; doch wird kurz erwähnt, dass sich die betreffende Zone in geringer Entfernung von der Highland-Verwerfung befindet. — Man wird auch hier wohl berechtigt sein, den Chloritoid als ein Product der Dynamometamorphose aufzufassen.

Wilhelm Salomon.

H. H. Arnold-Bemrose: On a Quartz-Rock in the Carboniferous Limestone of Derbyshire. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 169—183. Pl. XI, XII. 1898.)

In zwei verschiedenen Gegenden von Derbyshire, nämlich in der Umgebung von Castleton und bei Bonsall, fand Verf. eigenthümliche Quarzgesteine mitten in den Bergkalkschichten. Er wies nach, dass sie in keinem bestimmten Niveau auftreten und durch alle möglichen Übergänge mit dem normalen Kalkstein verbunden sind. In ihrer typischen Entwicklung bestehen sie wesentlich aus Quarzkrystallen, die in der Richtung der Hauptaxe verlängert sind und sich gegenseitig in ihrer Formausbildung behindert haben. Mit ihnen zusammen tritt eine schwarze oder dunkelbraune Substanz auf, die Verf. für Hämatit zu halten geneigt ist, und ausserdem in

<sup>1</sup> Aus der Zusammenstellung der Chloritoidanalysen in HINTZE's Handbuch der Mineralogie hätte Verf. übrigens ersehen können, dass es noch eine ganze Reihe von Chloritoidanalysen giebt, die mit der seinigen ungefähr ebensogut, ja zum Theil noch besser übereinstimmen, als die des Chloritoids von der Ile de Groix. Anm. d. Ref.



bald sehr geringer, bald nicht ganz unbedeutlicher Menge violetter Flusspath. Calcit ist gewöhnlich wenigstens in kleinen Mengen vorhanden und liegt entweder zwischen den Quarzkrystallen oder wird von ihnen umschlossen. Im letzteren Falle sind die Einschlüsse mitunter zonar angeordnet und zeigen in äusserlich unregelmässig begrenzten Individuen die Krystallform deutlich an (Taf. XII Fig. 5). In einigen wenigen Fällen beobachtete Verf. mit den Hauptaxen rechtwinkelig durcheinandergewachsene Krystalle und ist der Meinung, dass es sich um Penetrationszwillinge handelt. [Wohl nach P2 (1122). Bei diesem Gesetz bilden die beiden Axen aber nur einen Winkel von  $84\frac{1}{2}^{\circ}$ . Ref.] Diese Quarzfelse sind nun durch allmähliche Übergänge mit reinen Kalksteinen verbunden, indem in diesen bald nur eine kleine Anzahl von isolirten und dann vollständig idiomorphen Krystallen ( $\infty R$ ,  $\pm R$ ) auftritt, bald die Menge des Quarzes stark zunimmt, bis der Kalkspath fast ganz verdrängt ist. Auch Adern von Quarz sind in den Kalksteinen weit verbreitet. In diesen sind häufig noch Foraminiferen und Molluskenschalen, seltener Crinoidenstielglieder enthalten; und es ist wichtig, dass die Quarzkrystalle stellenweise in die Foraminiferengehäuse eingedrungen sind (Taf. XII Fig. 6), da dadurch der Beweis für ihre secundäre Entstehung gegeben ist. Verf. schliesst es denn auch ausdrücklich aus, dass die Quarzkörner durch Ankrystallisirung um klastische Quarzfragmente entstanden seien und hebt überhaupt das gänzliche Fehlen von klastischen Quarzkörnern hervor. — Bei der Verwitterung werden die Übergangsglieder zwischen Kalkstein und Quarzfels porös; und das erklärt wohl auch die niedrigen specifischen Gewichte (2,50—2,65), die gefunden wurden. Der Flusspath, der alle Gesteinsarten auch in Adern durchsetzt, ist die letzte Mineralbildung des Gesteins; denn der Quarz ist ihm gegenüber idiomorph begrenzt.

Verf. vergleicht seine quarzföhrnden Kalksteine und calcitföhrnden Quarzfelse mit denen anderer Localitäten und kommt zu dem Ergebnisse, dass die Kieselsäure in Lösung in das Gestein eingedrungen ist und allmählich den Calcit verdrängt hat. Hinsichtlich der Herkunft der Lösungen denkt er, wohl mit Recht, an Thermalquellen.

Ein kleines Kärtchen im Maassstabe von  $12\frac{1}{2}$  engl. Zoll zu einer engl. Meile zeigt das Auftreten der Quarzgesteine in der Umgebung von Bonsall.

Wilhelm Salomon.

---

Ch. Callaway: On the Metamorphism of a Series of Grits and Shales in Northern Anglesey. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 374—381. 1898.)

Südwestlich von Amlwch im nördlichen Anglesey liegen in einem von Verwerfungen freien, etwa drei engl. Quadratmeilen grossen Bezirke nordfallende präcambrische Schichtgesteine. Der Verf. unterschied darin in einer früheren Arbeit, von Süden nach Norden gehend: 1. die chloritischen Schiefer von Mynydd Mechell, 2. die grobkörnigen Sandsteine (grits) von Llanfechell und 3. die Rhosbeirio-Schieferthone (shales). Er hält sie alle



drei für Glieder eines einzigen Schichtsystems und weist nach, dass sie theilweise ihre ursprüngliche klastische Beschaffenheit verloren haben. In den am wenigsten veränderten Gesteinen lässt sich ein wesentlich von grünen Chloritblättchen und von verfilzten Muscovitschüppchen gebildetes Cement von grösseren klastischen Einsprenglingen unterscheiden. Die letzteren bestehen meist aus Quarz, seltener aus gestreiftem oder ungestreiftem Feldspath. Ganz selten sind Bruchstücke älterer schieferiger Gesteine.

Bei der Umwandlung zerfallen die grossen eckigen Quarzbruchstücke [in der für gepresste Gesteine charakteristischen Weise] in kleine, innig miteinander verzahnte Körnchen. In den am meisten veränderten Gesteinen aber werden diese feinkörnigen Aggregate zu Linsen oder scheinbaren Schichten ausgezogen und nur bei kleinen, in das weiche Cement eingebetteten Fragmenten bleibt dann die klastische Form erkennbar.

In dem Cement scheinen bei der Umwandlung einzelne Chlorit- und Muscovitblätter auf Kosten der anderen zu wachsen. Alle möglichen Übergänge verbinden die deutlich klastischen Gesteine mit den metamorphosirten.

Was die Ursache der Metamorphose betrifft, so ist es zweifellos, dass die am stärksten umgewandelten Gesteine starke Druckwirkungen erlitten haben. Doch hebt der Verf. selbst hervor, dass andere deutlich metamorphosirte Gesteine keine oder geringe Druckwirkungen aufweisen. Er giebt infolgedessen zu, dass die Ursachen der Metamorphose noch zweifelhaft bleiben.

Drei hübsche Zeichnungen erläutern die beschriebenen Vorgänge.

Wilhelm Salomon.

**H. D. Acland:** On a Volcanic Series in the Malvern Hills, near the Herefordshire Beacon. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 556—563. 1898.)

Die Eruptivgesteine der Malvern Hills wurden schon von A. H. GREEN (dies. Jahrb. 1897. II. -107-) beschrieben. In der hier besprochenen Arbeit werden einige nur locales Interesse besitzende Mittheilungen über das Auftreten der verschiedenen Gesteinstypen mitgetheilt. Es handelt sich um „Felsites, Andesites, Basalts, Dolerites“, Gesteine, die wir bei dem cambrischen oder präcambrischen Alter, das sie wahrscheinlich haben, als Felsitporphyre, Porphyrite, Melaphyre, vielleicht auch Diabase bezeichnen würden. Auch Tuffe wurden beobachtet, so dass hier in der That in einem kleinen Bezirke eine nicht häufige Mannigfaltigkeit von Eruptivgesteinen zu beobachten ist.

Wilhelm Salomon.

**P. Choffat:** Sur les dolomies des terrains mésozoïques du Portugal. (Comm. da dir. dos trab. geol. de Portugal. 3. 2. 129—144. Lisboa 1896—98.)

Verf. hat eine grössere Anzahl von mesozoischen Gesteinen Portugals, welche einen dolomitischen Habitus erkennen liessen,

chemisch untersuchen lassen. Von den 31 analysirten Proben überstieg der Magnesiagehalt nur bei zweien den des Normaldolomits; während sich nämlich in diesem Magnesia zu Kalk wie 1 zu 1,35 verhält, war dieses Verhältniss bei einem rothen, krystallinen Dolomit aus dem unteren Lias (Coimbra-Schichten) 1 : 0,92, bei einem kieselreichen Gestein aus denselben Schichten 1 : 1,21. Die meisten Proben, 21 von 33, enthielten etwas mehr Kalk als der Normaldolomit, das Verhältniss von Magnesia zu Kalk schwankte bei ihnen zwischen 1 : 1,4 und 1 : 2. Diese Gesteine kommen im Rhät, im unteren Lias nördlich vom Tajo, in dem rein dolomitischen Lias von Algarve und S. Thiago-de-Cacem, im Malm, Urgonien, im Cenoman und in den obersten Kreideschichten vor. Diese sich dem Normaldolomit nähernden Gesteine kommen sowohl rein und krystallinisch, wie stark mit Mergel gemengt vor. Das Verhältniss 1 : 2 bis 1 : 3,4 besitzen 7 Gesteine aus Rhät, Coimbra-Schichten, Lias von Algarve und Cenoman, das Verhältniss 1 : 5 bis 1 : 8 drei mergelige Kalke, von denen einer dem Rhät, zwei der oberen Kreide entstammen. Verf. ist zu dem Schlusse gekommen, dass die dolomitischen Mergel eine Uferfacies darstellen und meist eine Ästuariafauna beherbergen, während die krystallinen Dolomite an die Korallenfacies gebunden sind. E. Philippi.

---

**M. Bleicher:** Contribution à l'étude lithologique, microscopique et chimique des roches sédimentaires secondaires et tertiaires du Portugal. (Comm. da dir. dos trab. geol. de Portugal. 3. 2. 251—288. Lisboa 1896—98.)

Verf. hat eine grosse Anzahl von Sedimentgesteinen des portugiesischen Mesozoicums und Tertiärs mikroskopisch und chemisch untersucht. Von allgemeinerem Interesse sind besonders die Dolomite und dolomitischen Kalksteine. Die dolomitischen Gesteine Portugals theilen sich in eine fossilfreie und in eine fossilführende Serie. Speciell bei den erstgenannten zeigen die Dolomitmörner die Tendenz, in wohlausgebildeten Krystallen aufzutreten. Die grobkörnigen dolomitischen Gesteine sind meist porös oder löcherig. Dolomit und Kalk lassen sich, besonders mikrochemisch, gut unterscheiden; sie scheinen in den dolomitischen Kalken lediglich ein mechanisches Gemenge darzustellen und sich nicht chemisch miteinander zu mischen. Verf. nimmt an, dass die Dolomite aus Kalk entstanden seien, vielleicht unter Mitwirkung von Mikroben, bestimmte Theorien werden aber nicht aufgestellt. E. Philippi.

---

**P. Choffat:** Les eaux d'alimentation de Lisbonne. Rapport entre leur origine géologique et leur composition chimique. (Comm. da dir. dos trab. geol. de Portugal. 3. 2. Lisboa 1896—98.)

Das Wasser für die Stadt Lissabon liefern 1. zahlreiche Brunnen im Weichbilde der Stadt, 2. Quellen, die etwa 13 km im NW. der Stadt liegen

und durch die berühmte Leitung der Aguas-livres übergeleitet werden und 3. einige Quellen im NO. der Stadt, die 114 km entfernt von ihr liegen. Das Wasser innerhalb der Stadt Lissabon stammt aus sehr verschiedenen Schichten und enthält dementsprechend quantitativ und qualitativ stark von einander abweichende mineralische Beimengungen. Wasserführende Horizonte sind das Alluvium des Tajo, die Sande des Pliocäns, Miocän-Thone (der ergiebigste Horizont), lacustre Conglomerate des Oligocän, Basalte, die das Tertiär unterlagern und schliesslich die Kreidekalke, welche den Kern des Lissaboner Schichtengewölbes bilden. Das Wasser des Aquäducs der Aguas-livres stammt zum grössten Theile aus der Kreide, zum viel geringeren aus Basalten und oligocänen Conglomeraten. Das Wasser von Alviella im NO. der Stadt stammt hingegen aus Jurakalken und ist durch organische Materien stark verunreinigt. Im Allgemeinen ist das Wasser von Lissabon desto reicher an gelösten Bestandtheilen, je jünger die Schichten sind, aus denen es stammt. Sehr bemerkenswerth ist der starke Gehalt an Kochsalz, den besonders die Wässer aus den jüngeren Formationen führen.

E. Philippi.

G. Schweinfurth und L. Lewin: Beiträge zur Topographie und Geochemie des ägyptischen Natron-Thales. (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. 33. 1—25. 1 Taf. 1 Profil. 1898.)

Der Inhalt eines in einer Grabkammer zu Qurna bei Theben gefundenen Salzsäckchens (II), das ungefähr im 15. oder 16. vorchristlichen Jahrhundert niedergelegt worden ist, ergab chemisch eine grosse Ähnlichkeit mit dem von BERTHOLLET analysirten Product der Natron-Seen aus dem Uadi Natrûn der libyschen Wüste (I):

	I.	II.
NaCl . . . . .	52,0	66,80
Na <sup>2</sup> CO <sup>3</sup> } . . . . .	23,0	18,44
NaHCO <sup>3</sup> }		
Na <sup>2</sup> SO <sup>4</sup> . . . . .	11,0	11,40
Sand . . . . .	3,0	—
CaCO <sup>3</sup> . . . . .	0,9	—
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	0,2	—
H <sup>2</sup> O . . . . .	9,7	—
Summa	99,8	96,64

Andere Analysen der Verf. beziehen sich auf die beiden Hauptformen der natürlichen Soda, die aus dem Uadi Natrûn in den Handel kommen: „Chorschef“, Salze, die auf der Oberfläche der sandigen Ebene im Umkreise der Seen effloresciren, schmutzigweisse knollige Concretionen (III) und Natrûn Sultani, Ausscheidung auf dem Boden der Seen (IV und Natrûn Sultani iswid V); Analyse VI ist krystallisirtes Chlornatrium, auf der Oberfläche der Seen in hohlen vierseitigen Stufenpyramiden (Würfel, die halbe Oktaëder aufbauen) ausgeschieden.

	III.	IV.	V.	VI.
$\text{Na}^2\text{CO}^3 + \text{NaHCO}^3$ . . . . .	85,86	80,56	87,98	0,212
$\text{NaCl}$ . . . . .	7,00	10,40	4,00	98,00
$\text{Na}^2\text{SO}^4$ . . . . .	1,20	3,72	0,59	0,506

Die Entstehung des Natron-Thales, der Sketischen Wüste erklären Verf. durch ein Absinken der von den Trümmern jüngerer Gebilde bedeckten Platte von Nummulitenkalk. „Hier bildete sich ein von OSO. nach WNW. gerichteter, auf über 100 km zu verfolgender, wenig geschweifeter Längsbruch, der im mittleren Theile doppelseitig verläuft und dem sich südwärts in höheren Lagen zahlreiche Staffelbrüche angliedern, untermischt von kleinen Kesseleinbrüchen. Im mittelsten doppelseitigen Theil dieses Längsbruches . . . . . erreicht der Thalgrund in einer Ausdehnung von nahezu 20 km eine Tiefe unter dem Niveau des Mittelmeeres von 0. bis zu  $-23\text{ m}^{\text{“}}$  (p. 9). Dieser tiefste Theil enthält 11 grössere und 7–8 kleinere Seen, in denen sich die Natron-Salze ausscheiden. Der Inhalt der Natron-Seen wird als Infiltrationswasser vom Nil aus bezeichnet; der Beweis für diese Annahme wird in der Periodicität des Wasserstandes der Seen, der zu demjenigen des Nil in einem gewissermaassen umgekehrten Verhältniss steht, gefunden, sowie in der Thatsache, dass ein ungefähr in der Mitte des 40 km betragenden Weges zwischen dem Pumpwerk von Chatatbe am Rosetter Nilarm (Stand bei Hochwasser  $+14,5\text{ m}$ ) und dem nächsten Natron-See Abu Gibara ( $-23,612\text{ m}$ ) erschlossener Brunnen bei  $+8,15\text{ m}$  Meereshöhe Wasser zeigt.

Die chemischen Vorgänge werden durch folgende Formeln erklärt:

- $\text{CaCO}^3 + \text{CO}^2 + \text{H}^2\text{O} = \text{CaH}^2(\text{CO}^3)^2$ .
- $\text{CaSO}^4 + 2\text{NaCl} = \text{CaCl}^2 + \text{Na}^2\text{SO}^4$ .
- $\text{CaH}^2(\text{CO}^3)^2 + \text{Na}^2\text{SO}^4 = \text{CaSO}^4 + \text{NaHCO}^3$  (in Gemischen von  $\text{Na}^2\text{SO}^4$  und  $\text{NaCl}$  kaum löslich).
- $4(\text{NaHCO}^3) = \text{CO}^2 + \text{H}^2\text{O} + (\text{Na}^2\text{CO}^3 + 2\text{NaHCO}^3)$ .
- Durch niedere Pflanzen hervorgerufene Reductions Vorgänge wandeln  $\text{Na}^2\text{SO}^4$  und  $\text{Na}^2\text{S}$  um,  $\text{Na}^2\text{S} + \text{H}^2\text{CO}^3 = \text{Na}^2\text{CO}^3 + \text{H}^2\text{S}$ .

Milch.

**J. F. Blake:** The Lakkolites of Cutch and their Relations to the other Igneous Masses of the District. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 12–13. 1898.)

Verf. beobachtete im Gebiete von Cutch (Vorderindien, südöstlich der Indusmündungen) 32 Schichtkuppeln, von denen 10 nachweislich Kerne von Eruptivgestein enthalten. Es wird dadurch wahrscheinlich, dass sie sämmtlich durch Intrusionen von Eruptivgesteinen gebildet und trotz einzelner Unregelmässigkeiten im Bau als Lakkolithen aufzufassen sind. Ein beträchtlicher Theil der Kuppeln ist in Reihen angeordnet und z. Th. wieder im Streichen der Reihen in die Länge gezogen, genau so wie die plutonischen Kerne des periadriatischen Randbogens in den Südalpen.



In derselben Gegend treten auch Gänge und echte Ergussgesteine auf, die von demselben basischen Magma abstammen. Die Gesteine aller dieser Massen werden als „Dolerite“ bezeichnet; doch soll sich das Gestein der Lakkolithen von dem der Gänge und Lavaergüsse durch das Vorhandensein einer Art Intersertalmasse von granophyrischer Textur, ähnlich wie in TÖRNEBOHM'S KONGA-DIABASEN, unterscheiden. **Wilhelm Salomon.**

**J. S. Gardiner:** The Geology of Rotuma. With an Appendix by H. Woods. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 1—11. 1898.)

Die unter 12° 30' südl. Breite und 177° 1' östl. Länge (Greenwich), etwa 260 engl. Meilen nördlich des Fidschi-Archipels gelegene, geologisch bisher fast unbekannte Insel Rotuma ist von dem Verf. in den Monaten September bis December 1896 untersucht worden. Sie ist eine Erhebung des grossen, etwa 1500 Faden tiefen, unterseeischen Plateaus der Tonga- und Fidschi-Inseln, das ringsum bis zu Tiefen von 2—3000 Faden absinkt. Rotuma besteht aus zwei ursprünglich getrennten, jetzt durch einen schmalen, sandigen Isthmus verbundenen gebirgigen Inseln, deren grösste Höhe 860 engl. Fuss über dem Meere beträgt und die, zusammengenommen, von O. nach W. etwa 4 engl. Meilen lang, an der breitesten Stelle von N. nach S. 2 engl. Meilen breit sind. Im WNW. sind noch mehrere kleinere Inseln vorgelagert, von denen Uea mit 900 Fuss Meereshöhe die bedeutendste ist. Alle diese wie auch Rotuma selbst sind vulcanischen Ursprungs. Sie bestehen überwiegend aus Plagioklasbasaltuffen und zeigen an einer Reihe von Stellen echte, wohl erhaltene Kratere von kleinen Dimensionen. Lavaströme sind nicht sehr zahlreich. Sie bestehen aus schlackigen Plagioklasbasalten, in denen die leistenförmigen Feldspathindividuen gern parallel gestellt sind. Ihr Kieselsäuregehalt beträgt nach einer Analyse von POLLARD 48,86 %. Bei Kugoi auf der westlichen Hauptinsel tritt dasselbe Gestein als „Dolerit“ entwickelt auf. Interessant sind die festen Gesteine durch die schöne Entwicklung von Lavahöhlen, ganz analog den von den Vulcanen Islands und der Sandwich-Inseln bekannt gewordenen. Auch auf Rotuma wurden darin Lavastalaktiten beobachtet. — Die Tuffschichten liegen überall sehr flach oder ganz horizontal.

Die Insel ist von einem Strandriff umgeben. An einer Reihe von Stellen ist der felsigen Küste ein flaches, wesentlich aus Korallensand zusammengesetztes Gestade vorgelagert, dessen Material sich z. Th. verfestigt hat und nicht selten eine mit 6—12° seewärts fallende Schichtung besitzt. [Nach der Beschreibung gehört diese in die Kategorie der MOJSOVIČS-DRASCHE'SCHEN Übergusschichtung. Die einzelnen Schichten werden 4—7 engl. Zoll dick. Auch hier handelt es sich aber ebenso wie an der ursprünglich von DRASCHE beschriebenen Stelle um eine der Menge und Ausdehnung nach nur unbedeutende Bildung.]

Nur Uea besitzt zwei das ganze Jahr fliessende Bäche. Doch hat der in ziemlich beträchtlichen Mengen fallende Regen schon an verschie-

denen Stellen Erosionsrinnen eingeschnitten. Der Verf. spricht sich nicht über das Alter der vulcanischen Thätigkeit aus, doch dürfte es nach der ganzen Beschreibung das Wahrscheinlichste sein, dass sie erst vor nicht sehr langer Zeit erloschen ist.

Die mitgetheilten petrographischen Bestimmungen stammen von  
H. Woods. Wilhelm Salomon.

W. J. Wharton: Note on Clipperton Atoll (Northern Pacific). (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 228—229. pls. XX—XXII. 1898.)

J. J. H. Teall: A Phosphatized Trachyte from Clipperton Atoll (Northern Pacific). (Ibid. 54. 230—232. pl. XXIII. 1898.)

Unter  $10^{\circ} 17'$  nördl. Breite und  $109^{\circ} 13'$  westl. Länge von Greenwich liegt das kleine, einsame, nur von zahllosen Seevögeln bewohnte vegetationslose Atoll Clipperton. Seine einen Durchmesser von nur zwei Seemeilen besitzende Lagune weist die für so kleine Atollinseln bedeutende Tiefe von 20 Faden, ja nach einer anderen, wenn auch unzuverlässigeren Messung, sogar von 50 Faden auf. Es ist ferner dadurch bemerkenswerth, dass sich an einem Punkte des die Lagune einschliessenden ringförmigen Riffee ein ungefähr 60 Fuss hoher Fels erhebt. Dieser Fels ist auf Taf. XXI und XXII abgebildet, während Taf. XX ein Kärtchen der Insel ist. Der Verf. der ersten Abhandlung gelangte in den Besitz von mehreren Gesteinsproben des Clippertonfelsens und diese sind der Gegenstand der TEALL'schen Untersuchung. Danach war das Gestein ursprünglich ein Trachyt mit grossen, porphyrischen Sanidinkrystallen, einer Grundmasse von kleinen Feldspathmikrolithen und einer nicht mehr näher bestimmbar Masse, welche die Zwischenräume zwischen den Feldspathkryställchen ausfüllte. Durch die Ausscheidungen der auf dem Felsen nistenden Vögel drangen Phosphatlösungen, und zwar wohl hauptsächlich Ammoniumphosphat, in das Gestein ein und wandelten zuerst die erwähnte Zwischenmasse, dann die kleinen, zuletzt die grossen Feldspathkrystalle in ein wasserhaltiges Thonerdephosphat um. Der Process ist deutlich aus den folgenden drei Analysen ersichtlich.

	Braunes, am wenigsten veränd. Gestein	Zweites, stärker veränd. Gestein	Weisses, stark verändert. Gestein
SiO <sub>2</sub> . . . .	54,0	43,74	2,8 + 2,2% in Salzsäure
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	8,4	17,0	38,5 [unlös. Substanz
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	17,9	—	25,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	4,4	—	7,4
CaO . . . .	1,4	—	—
K <sub>2</sub> O . . . .	4,5	—	—
Na <sub>2</sub> O . . . .	5,0	—	—
Glühverl. . .	3,8	12,3	23,0
Summe. . . .	99,4		99,8

TEALL vergleicht das nach seinen Beobachtungen optisch isotrope Phosphat mit dem sogen. Redonit von Redonda in Westindien und mit dem von A. GAUTIER in der Minerva-Grotte bei Cesse in Hérault aufgefundenen „Minervit“ ( $P_2O_5$ ,  $Al_2O_3$ ,  $7H_2O$ ). Doch berechnete der Ref. aus der dritten TEALL'schen Analyse ein anderes Verhältniss, nämlich ziemlich genau  $P_2O_5$ ,  $Al_2O_3$ ,  $5H_2O$ , wobei allerdings der ganze Glühverlust als Wasser angesehen wurde, während er möglicherweise Ammoniak mitumfasst. Es bleibt ferner gleichfalls zweifelhaft, ob das seiner Menge nach unbedeutende Eisenoxyd als Vertreter der Thonerde oder als Verunreinigung anzusehen ist. Zum Vergleiche untersuchte TEALL auch noch den Redonit und ein Phosphat von Connétable (Französisch-Guyana). Das letztere ist dem Clippertonphosphat sehr ähnlich, zeigt aber keine Eruptivgesteinsstructur. Der Redonit dagegen ist zweifellos wenigstens z. Th. aus einem Andesit hervorgegangen.

Ausser dem umgewandelten Trachyt erhielt WHARTON auch noch einige mehr oder weniger stark in Phosphat verwandelte Korallenkalke von Clipperton.

Das Clipperton-Atoll scheint nach WHARTON einen der seltenen Fälle darzustellen, in denen die Korallen sich direct auf einem Kraterrande ansiedelten. Sein letzter, noch über den Meeresspiegel herausragender und von den Wellen verschonter Theil ist der Clippertonfels.

Wilhelm Salomon.

J. L. C. Schroeder van der Kolk: Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. 2. Gesteine von Seran. (Sammlungen des geol. Reichsmuseums in Leiden. I. Beiträge zur Geologie Ost-Asiens und Australiens. Herausg. von K. MARTIN. 6. (1.) 39 p. 1899.)

Über den Inhalt dieser Abhandlung hat der Verf. in dies. Jahrb. 1899. II. 84—86 berichtet.

Th Liebisch.

W. S. Gresley: Some new carboniferous plants, and how they contributed to the formation of coal seams. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 196. 1898.)

Der Verf. beschreibt eigenthümliche Structuren, die er in bituminöser Kohle und in Anthracit beobachtete, und deutet sie als Pflanzenreste.

Wilhelm Salomon.

## Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

G. F. Becker: Auriferous Conglomerate of the Transvaal. (Amer. Journ. of Sc. 155. 193—208. 1898.) [Dies. Jahrb. 1899. I. -89—92-.]

Auf Grund der Untersuchungen anderer Forscher und eigener Studien kommt Verf. zu der Überzeugung, dass die goldführenden Conglomerate vom

Witwatersrand altpalaeozoische Küstenbildungen sind, die aus dem von Strömen in das Meer geführten Detritus goldhaltiger Quarzite sich aufbauten. In derartigen Ablagerungen muss das Gold fein verteilt sein, da grössere Goldpartien gar nicht in das Meer hinausgelangten, sondern in den Flüssen liegen blieben, es muss ferner hauptsächlich in den unteren Theilen besonders grobkörniger Bänke liegen. Gegen diese Theorie spricht keineswegs die Seltenheit von Gold in den Geröllen selbst, da dieses sowie goldführender Eisenkies in ihnen mehrfach nachgewiesen ist und auch in typischen Seifen, die aus goldführendem Quarzit entstanden sind, goldführende Gerölle nicht häufig sind; für sie spricht das Auftreten linsenförmiger goldreicherer Nester, die horizontal und vertical von goldärmeren und goldfreien Gesteinstheilen abgelöst werden, da sich eine derartige Vertheilung am besten durch verschiedenartige Geröllführung verschiedener Ströme zu derselben Zeit und desselben Stromes zu verschiedener Zeit erklärt. Die verhältnissmässig geringen Mengen krystallisirten, also authigenen (richtiger authimorphen) Goldes werden auf Umwandlungen durch circulirende Lösungen, die theilweise wohl mit den das Conglomerat durchsetzenden Eruptivgängen in Zusammenhang stehen, zurückgeführt.

Milch.

**T. B. F. Sam:** On the Origin of the Auriferous Conglomerates of the Gold Coast Colony (West-Africa). (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 290. 1898.)

Der Verf. hat vor Kurzem eine Reise von Adjah Bippo nach der Ankobra Junction in der Goldküsten-Colonie ausgeführt. Auf eine Kette von Thonschieferhügeln folgt dort auf eine Strecke von 6 engl. Meilen flaches Terrain, in welchem Diorit gefunden wurde. Er überschritt dann die Teberibie-Kette und eine zweite Kette, in denen Conglomeratbänke auftreten. Er beschreibt goldführende Alluvionen und nimmt an, dass das Gold dieser Ablagerungen von den Hügeln stammt. Die Formationen von Adjah Bippo, Tarkwa und Teberibie hält er für Theile einer Synklinale. Gewisse goldführende Conglomerate sollen alte Alluvionen sein.

Im Anschluss an die Verlesung der Abhandlung, deren etwas unklarer Auszug hier fast wörtlich wiedergegeben ist, traten F. STRUBEN und J. C. WYLIE dafür ein, dass die angeführten Goldconglomerate dem Alter nach identisch seien mit denen von Johannesburg. **Wilhelm Salomon.**

**W. B. Phillips:** Die Goldlagerstätten in Alabama. (Trans. North of England Inst. of Mining and Mech. Engineers. General Meeting Aug. 1897. Referat von A. SCHMIDT in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. 253 f.)

Die aus Graniten, Gneissen, sonstigen krystallinen Schiefern und Marmorlagern bestehende südwestliche Fortsetzung der Appalachen im östlichen Theile des Staates Alabama enthält sowohl Goldseifen wie Goldquarzgänge, die jedoch grösstentheils unbauwürdig sind, oder nur nahe



dem Ausgehenden, wo sie gediegen Gold führen, während es schon in weniger als 30 m Teufe nur einen geringen Bestandtheil in Sulfiden bildet. Dagegen enthalten die stark zersetzten (bis zu 10—12 m Tiefe) krystallinen Schiefer abbauwürdiges Gold, und zwar vor Allem die an bis faustgrossen Eisengranaten reichen Granatschiefer, deren Granaten in ihren zersetzten Partien in der Regel goldreich sind, während die ganz frischen taub zu sein scheinen. Ebenso sind die Feldspäthe nur dann goldhaltig, wenn sie kaolinisirt sind. Das Gold ist stets von Quarz begleitet und scheint somit aus Kieselsäurelösungen abgesetzt zu sein, die aber ihren Goldgehalt überwiegend in den porösen Nebengesteinen abgesetzt haben müssen, nur zum geringen Theile in den gleichzeitig gebildeten, meist ganz dünnen, höchstens 70 cm Mächtigkeit erreichenden, z. Th. den Schiefeln parallel streichenden, z. Th. sie unter den verschiedensten Winkeln durchsetzenden Quarzgängen.

Beushausen.

---

**E. Hussak:** Der goldführende kiesige Quarzlagergang von Passagem in Minas Geraës, Brasilien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. 345—357. 9 Textfig.)

Enthält die Resultate einer mineralogisch-petrographischen Untersuchung des zuerst von v. ESCHWEGE, neuerdings von FERRAND näher beschriebenen, in der Nähe von Ouro preto aufsetzenden Ganges und seiner Nebengesteine. Verf. kommt zu dem Schlusse, dass der Gang intrusiv, und zwar eine ultrasaure Granitapophyse ist, die den dem Glimmerschiefer und Eisenglimmerschiefer zwischengelagerten Quarzschiefer durchbrach, zertrümmerte und z. Th. resorbirte und gegen Hangendes und Liegendes deutliche Contactzonen bildete. Die miteinander wechsellagernden eben genannten drei metamorphischen Schiefergesteine sind vor dem Durchbruch des Ganges aufgerichtet und durch Druck metamorphosirt worden. Das gediegen Gold ist — wie der Kalkspath — eine secundäre, aus Lösungen abgesetzte Infiltration, dagegen scheinen Magnetkies und Arsenkies primärer Entstehung zu sein.

Beushausen.

---

**Del Boca:** Die Goldlagerstätten des Boeni in Madagaskar. (Réunions de Saint-Etienne. Dec. 1897. 221. Referat von KRUSCH in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. 252.)

In einem N.—S. streichenden, W. fallenden, sehr mächtigen Schichtencomplex von eisenschüssigen Quarziten, quarzhaltigen Dioriten (unter diesem Namen sind „alle Feldspathgesteine“ verstanden), amphibolführenden und pegmatitischen Graniten und Syeniten, dessen Gesteine sämmtlich goldhaltig sind, setzen zwei Systeme von Quarzgängen auf, von denen die N.—S. streichenden Gold führen, während die W.—O. streichenden taub sind. Die Quarzgänge sind stets goldreicher als das Nebengestein, besonders reich sind zuweilen auftretende dünne thonige Bestege an den Salbändern. Auf den alten Schichten liegen N. Suberviville quartäre Sandsteine, die von Thon überlagert werden. Die Oberfläche des gesammten Gebietes

besteht aus der rothen Erde, die z. Th. das örtliche Zersetzungsproduct der alten Gesteine, z. Th. aber angeschwemmt ist, gleichfalls durchweg Gold enthält, aber nur in den obersten wenigen Centimetern waschbares Metall. Endlich findet sich Gold noch in älteren Alluvionen (Conglomeraten) und den Sanden der Flüsse; die letzteren sind neben der rothen Erde die aussichtsreichsten Lagerstätten.

Beushausen.

**Fr. Reed:** Die Goldlagerstätten von Peak Hill in West-Australien. (Trans. North. of England Inst. of Mining and Mech. Engineers. General Meeting, Aug. 1897. Referat von A. SCHMIDT in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. 254.)

Über Dioritschiefern, die mit archaischen Gneissen und Graniten den Untergrund der Gegend bilden, liegen horizontal geschichtete Breccien aus Quarzbruchstücken, die durch ein goldreiches, oft grössere Goldkörner enthaltendes eisenreiches, quarziges Bindemittel verkittet werden. Goldquarzgänge durchsetzen sowohl die Breccie wie die unterlagernden, grossentheils stark zersetzten und kaolinisirten Dioritschiefer, die in unmittelbarer Nähe der Gänge ganz in weissen, goldreichen Kaolin verwandelt sind, während sie weiter ab weniger zersetzt und goldärmer sind. Goldführende Thermalwasser, die auf Bruchspalten im druckgeschieferten Diorit emporströmen, sollen nach dem Verf. diese „hydrothermalen“ Lagerstätten verursacht haben; conische, mit Alluvialschutt erfüllte Bodenvertiefungen, in denen manche Quarzgänge stellenweise endigen, werden als Fumarolenkrater angesprochen.

Beushausen.

**G. W. Card:** Notes on the Country Rock of the Kalgoorlie Goldfield, Western Australia, with a Bibliography. (Records of the Geological Survey of New South Wales. 6. Part 1. 17—43. 1898.)

Über das Gestein, in dem die Gold-Tellurgänge von Kalgoorlie, West-Australien, aufsetzen, sind die Ansichten bisher weit auseinandergegangen; von den einen wurde es als Diorit, von anderen als Amphibolit bezeichnet. Verf. hat nun eine grössere Anzahl von Handstücken aus dem Kalgoorlie-Golddistricte makroskopisch und mikroskopisch untersucht und ist dabei zu folgenden Resultaten gelangt. Das Muttergestein der Kalgoorlie-Gänge ist ein sehr altes, saures Massengestein, das theils granitischen, theils porphyritischen Habitus besitzt und welches, hauptsächlich durch chemische Agentien, ausserordentlich stark verändert ist. In diese sauren Tiefengesteine wurden später basische Eruptivgesteine intrudirt, welche ähnlichen Veränderungen unterworfen wurden und welche sich heute als Amphibolite oder veränderte Diorite präsentiren. Gebirgsbildende Kräfte riefen in den Massengesteinen Zerreibungen hervor, längs deren das Nebengestein schieferig wurde. In diese Dislocationssprünge traten dann die erzbildenden Lösungen ein. Die Massengesteine des Kalgoorlie-Districtes wurden wahrscheinlich niemals vom Meere bedeckt, sie sind infolgedessen an ihrer

Oberfläche ausserordentlich stark verwittert; an einzelnen Stellen reicht die Verwitterung sogar bis zu einer Tiefe von 200 Fuss.

E. Philippi.

**A. Gmehling:** Beitrag zur Kenntniss der westaustralischen Goldfelder. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1898. No. 12. Mit 10 Fig.)

Die westaustralischen Goldfelder führen Waschgold sowohl als Berggold und zeichnen sich dadurch aus, dass das Gold in sehr grosser Oberflächenausdehnung verbreitet ist, nicht etwa massenhaft, sondern in kleinen Mengen, oft nur in Spuren, aber doch über Tausende von englischen Quadratmeilen, wo man es im Gerölle, Sand und Humus und auch auf Quarzgängen vorfindet. Das Gold in den Alluvien tritt in Körnchen bis ziemlich ansehnlichen Klümpchen (nuggets) auf, deren Gewicht 10 Unzen übersteigt. Bei Gewinnung desselben bewährt sich die neuestens eingeführte Aufbereitung mittels Trockengebläses sehr gut. Das endliche Concentrat enthält nebst weitaus überwiegendem Gold einen feinen schwarzen Sand, der nach KOLLBECK aus Körnchen von Raseneisenerz, Magnetit, Chromit, Hornblende, Turmalin, Zirkon, Rutil und Andalusit besteht.

Das Alluvialgold gab wohl den ersten Anlass zur Goldgewinnung, allein gegenwärtig ist es der Gangbergbau, welcher in der westaustralischen Goldproduction den Ausschlag giebt. Die Gänge von Kalgoorlie oder Hannans sind die reichsten und anhaltendsten. Sie streichen vorwaltend NNW.—SSO. und werden durch Quergänge zu einem Netzwerk verwebt. Dabei scheint eine Schaarung gegen S. hin stattzufinden, welche für die südlich gelegenen Grubenfelder einmal von Nutzen sein mag. Die meisten Gänge setzen im Amphibolit und theilweise auch im Chloritschiefer auf. Gänge am Contact zwischen Amphibolit (von welchem Verf. meint, er sei wahrscheinlich durch Gebirgsdruck aus Diabas entstanden) und Thonschiefer sind ebenfalls bekannt. Auf allen Gängen sind Adelsvorschübe, welche ohne jede Regelmässigkeit kommen und verschwinden, sehr häufig. Bemerkenswerth ist das Auftreten von Tellurgolderzen, wie es scheint nur in grösseren Tiefen (70—300 Fuss) und in einer Zone, die durch das Gebiet von Kalgoorlie von O. nach W. verläuft. Diese Tellurerze werden begleitet von Calcit, Quarz, Talk, Eisenkies, gediegenem Tellur, Schieferfragmenten und Leufgold (mustard gold), welches wahrscheinlich ein Zersetzungsproduct des Tellurgoldes vorstellt. Es ist amorph, von erdigem, schwammigem Aussehen, mattglänzend, erlangt aber durch Pressen und Reiben mit einem Messer Goldmetallglanz. Die Tellurgolderze des Kalgoorlie-Districtes sind wesentlich zweierlei Art: lichte und dunkle. Die lichten sind theils silberweiss, theils bronzegelb, welche letzteren für Calaverit gehalten wurden; beide sind aber nach A. FRENZEL's Analysen Sylvanit (die silberweissen von der Zusammensetzung Te 58,63, Au 36,6, Ag 3,82 %). Die dunklen sind theils blätterig, dunkelblau, theils pechschwarz, mit viel mustard gold gemengt, und dürften neue Minerale vorstellen (vergl. dies. Jahrb. 1898. II. - 263-).

Katzer.



**J. R. Don:** Die Entstehung von Goldgängen in Australien und Neuseeland. (Trans. Am. Inst. of Mining Engineers. Chicago Meeting. Febr. 1897. Ref. von A. SCHMIDT in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898. 357—363.)

Um die Anwendbarkeit der Lateralsecretions- bzw. der Ascensions- theorie auf die australischen und neuseeländischen Goldgänge zu prüfen, hat Verf. eine grosse Zahl chemischer Untersuchungen des Nebengesteins der bedeutendsten Goldlagerstätten von Victoria, Queensland und Neuseeland auf seinen Gehalt an Gold, Silber und Sulfiden ausgeführt. Es wurden untersucht 1. die tiefliegenden Nebengesteine; 2. die einzelnen Mineralien verschiedener Gesteine; 3. die Gesteine der über dem Grundwasserspiegel gelegenen „vadosen“ Region.

#### 1. Die tiefliegenden Nebengesteine.

**Bendigo, Victoria.** Das aus untersilurischen Sandsteinen und Schiefen bestehende Nebengestein der Sattelriffe — in der South St. Mungo-Grube wurde längs eines Sattels kein Sattelriff, sondern ein streichender Goldquarzgang vorgefunden — hat grösstentheils einen geringen, im Allgemeinen von seinem Gehalt an Sulfiden abhängigen Goldgehalt. Die Sandsteine sind ärmer an Sulfiden als die Schiefer, und ihre Sulfide sind im Gegensatz zu denen der Schiefer selten goldhaltig. Der Goldgehalt nimmt mit wachsender Entfernung vom Gange ab und ist nur auf 15—20 m beiderseits des Ganges nachweisbar. Sulfidfreie Proben enthielten kein Gold.

**Ballarat, Victoria.** Dieselben Nebengesteine, aber keine Sattelriffe, sondern mit Quarz ausgefüllte Bruchspalten, echte Gänge mit sehr wechselndem Goldgehalt, besonders reich an den Stellen, wo die Gänge die „Indicatoren“, dünne, an kohligem Stoffen, Eisenkies und Arsenkies reiche Thonschieferschichten, durchsetzen. Alle unzersetzten und sulfidfreien Proben des Nebengesteins waren goldfrei, sowohl in der Nähe wie entfernt von den Gängen. Die goldführenden Lösungen sollen nach Verf. nicht auf den Gängen, sondern auf den diese oft abschneidenden Rutschflächen und Ruscheln emporgedrungen sein. Ein stark zersetzter Gang von Felsitporphyr, der an beiden Salbändern reich an Schwefelkies ist, auch etwas Bleiglanz und Blande führt, erwies sich gleichfalls nur in den sulfidhaltigen Proben als goldführend, in einem mit der Menge der Sulfide wachsenden Grade. Mehrere Schwefelkiesproben waren indes goldfrei.

**Walhalla, Victoria.** Das Nebengestein der Riffe sind obersilurische Sandsteine und Schiefer mit zahlreichen Eruptivgesteinen, die älter sind als die Riffe (eruptive Granite, älter als Devon). Da alle hier bekannten bauwürdigen Lagerstätten mit Eruptivgesteinen verknüpft sind, so wurde der Goldgehalt der Riffe von den ersteren abgeleitet. Verf. weist indessen nach, dass die Eruptivgesteine entfernt von den Quarzriffen keine Sulfide und kein Gold enthalten, dass sie aber in der Nähe derselben mehr und mehr Quarz und mit diesem oft auch Sulfide und Gold aufgenommen haben; wo das anstossende Quarzriff taub ist, ist dies auch das Eruptiv-



gestein. Sonach dürfte das Gold vielmehr aus den Quarzgängen in das Nebengestein gelangt sein.

Gympie, Queensland. Echte Goldquarzgänge in permo-carbonischen Grauwacken, Sandsteinen, kohligen Thonschiefern, Conglomeraten, Breccien und Kalken mit eingelagerten Decken mandelsteinartig struierter Eruptivgesteine, vulcanischen Tuffen und stark zersetzten „Grünsteinen“. Sulfidfreie Nebengesteine führen kein Gold, der Schwefelkiesgehalt des Nebengesteins ist viel grösser am Gange als entfernt davon und der Schwefelkies am Gange gleichzeitig viel reicher an Gold.

Charters Towers, Queensland. Das Nebengestein der sehr reichen Goldquarzgänge sind krystalline Massengesteine, besonders Quarzdiorite und Tonalite, die an sich goldfrei sind, in der Nähe der Gänge aber mit Schwefelkies nebst Spuren von Blende und Bleiglanz auch einen geringen Goldgehalt aufnehmen.

Macetown, Otago, Neuseeland. Goldquarzgänge in krystallinen Schiefen, hauptsächlich Phylliten, die in Glimmerschiefer übergehen. Das Nebengestein enthält 60 m und mehr vom Gange entfernt kein Gold, selbst wenn es reich an Schwefelkies und anderen Sulfiden ist, der Goldgehalt stellt sich erst nahe dem Gange ein und wächst mit der Menge der Sulfide. Dünne Linsen und Schichten von Quarz in den krystallinen Schiefen führen nur in der Nähe der Gänge nachweisbare Mengen von Sulfiden.

Reefton, Nelson, Neuseeland. Zahlreiche, reihenförmig angeordnete unregelmässige Quarzbutzen, die durch dünne, mit Quarz oder thonigen Stoffen erfüllte Spalten verbunden sind, durchziehen in allen Richtungen das aus carbonischen Schiefen bestehende Nebengestein da, wo es weicher, zerbrochen und zerrieben ist, keilen sich im festeren Gestein aber aus. Die harten Carbonschiefer enthalten sehr wenig Schwefelkies und kein Gold, in Entfernungen von 40—60 m von den Riffen sind sie selbst bei beträchtlichem Gehalt an Pyrit goldfrei; in dem zertrümmerten Nebengestein um die Butzen herum ist der Gehalt an Pyrit viel grösser und letzterer in der Nähe der Butzen goldhaltig.

Thames, Coromandelhalbinsel, Neuseeland (siehe Ref. über PARK, Hauraki Goldfields, dies. Jahrb. 1899. I. -285-). Goldquarzgänge in alttertiären Hornblende- und Augitandesiten, bauwürdig nur im zersetzten, propylitisirten Gestein, welches stark mit Schwefelkies durchtränkt ist, der meist goldhaltiges Silber (durchschnittlich 23 % Au) führt, während das Erz der Gänge selbst 30—40, ja 60 % Gold enthält. Der harte Andesit enthält sehr wenig Sulfide und kein Gold und Silber oder nur Spuren davon, der Schwefelkies führende Propylit dagegen grössere, aber sehr wechselnde Mengen der Edelmetalle, jedoch höchstens  $\frac{1}{2}$  g pro Tonne. Sulfidfreie Proben von Andesit enthielten kein Edelmetall.

2. Untersuchung der einzelnen Mineralien verschiedener Gesteine auf Gehalt an Schwermetallen.

Um zu prüfen, ob thatsächlich, wie F. v. SANDBERGER darzuthun versucht hat, und BECKER für den Comstock Lode, HUTTON und PARK für die Thames- und Hauraki-Goldfelder in Neuseeland angenommen haben, die

Schwermetalle ursprünglich als Silicate in den basischen Mineralien der krystallinen Silicatgesteine vorhanden seien, hat Verf. 47 Gesteinsproben verschiedener Gegenden untersucht. Die Proben wurden, um einwandfreie Resultate zu erhalten, nach Möglichkeit aus grösserer Entfernung von den Erzgängen entnommen und zunächst auf ihren etwaigen Gehalt an Sulfiden untersucht, auf die STELZNER (siehe dies. Jahrb. 1898. II. - 72-) SANDBERGER's einschlägige Angaben über das Vorkommen von Schwermetallen, POŠEPNY diejenigen BECKER's zurückgeführt hatte.

Von Neuseeland wurden untersucht: Schwarze und weisse Glimmer aus Gneissen und Graniten, Hornblende aus Syenit, aus syenitischem Gneiss und Andesit, Pyroxen aus Andesit, Magnetit (HUTTON hielt einen ursprünglichen Gold- und Silbergehalt des Magnetits der Silicatgesteine für möglich) aus Chloritschiefer, Hornblendeschiefer, Phonolith und Basalt. Alle Proben waren frei von Gold und Silber.

Von Victoria untersuchte Verf. Hornblende aus Diorit und Syenit, Glimmer aus Graniten, Magnetit aus Basalt; von Queensland Glimmer und Hornblende aus Tonalit. Resultat gleichfalls negativ.

Neun von den 47 Gesteinsproben enthielten indessen Sulfide, und in diesen Sulfiden zum Theil auch Edelmetalle, nämlich: Syenitischer Gneiss, W.-Küste von Otago, Neuseeland. In 500 g Gestein 53 g Magnetkies mit etwas Kupferkies und 0,0003 g Silber; ähnliches Gestein aus derselben Provinz in 500 g 18,5 g Magnetkies und Schwefelkies, kein Edelmetall; Hornblendegranit derselben Provinz in 1000 g 12,2 g Magnetkies und Arsenkies, kein Edelmetall; Glimmerdiorit derselben Provinz 4,9 g Schwefelkies mit 0,002 g Gold und Spur von Silber in 1000 g; Granit mit Kiesader, Provinz Westland, Neuseeland, in 1000 g 28,9 g Arsenkies und Magnetkies mit etwas Bleiglanz, in den Sulfiden 0,0002 g Gold und etwa 0,0001 g Silber; Diorit mit Kupferkiesader, Gegend von Walhalla, Victoria, 16,5 g Kies mit 0,026 g Silber, kein Gold, in 1000 g; Muscovitgranit mit grossen Hornblendekrystallen von Bendigo, Victoria, 1000 g mit 16 g Schwefelkies ohne Edelmetall; aphanitischer Diorit, stark zersetzt und kalkspathführend („Grünstein“), Gympie Goldfeld, Queensland, 8 g Schwefelkies ohne Edelmetalle in 1000 g; dasselbe Gestein, andere Probe, in 1000 g 42,7 g Schwefelkies und Bleiglanz mit 0,0001 g Gold und 0,0002 g Silber.

Es ergibt sich somit, dass die Edelmetalle von Australien und Neuseeland in den Nebengesteinen der Lagerstätten sowohl wie in von den Lagerstätten entfernten Silicatgesteinen, wo sie nachweisbar waren, nie in den Silicatmineralien, sondern nur in Sulfiden vorkommen, und auch in diesen nicht immer.

### 3. Die vadose Region.

Die über dem Grundwasserspiegel liegende vadose Region ist in Australien und Neuseeland fast überall reicher als die Teufe. Dieser Umstand lässt sich nach dem Verf. auf zweierlei Art erklären.

Sind bei Bildung der Lagerstätten die Goldlösungen von unten aufgestiegen, so hat sich wegen der raschen Verminderung von Druck und

Temperatur bei Annäherung an die damalige Erdoberfläche oben ein reicherer Niederschlag gebildet. Ist dagegen das Gold durch atmosphärische Wasser aus dem unmittelbaren Nebengestein extrahirt worden, so kann die Anreicherung eine Folge stärkerer Zersetzung von Kiesen und Auslaugung durch die nahe der Erdoberfläche sauerstoffreicheren Wasser sein. In beiden Fällen müssen die Wasser natürliche Lösungsmittel für Gold enthalten haben, wie Brom, Jod, Eisenchlorid, Ferrisulfat, Chlor. Verf. fand nun zwar in 53 Proben von Grubenwässern, theils aus der Teufe, theils aus der vadosen Region nie Brom und nur einmal eine Spur von Jod, und künstliche Lösungen von Eisenchlorid und Ferrisulfat von der Stärke der natürlichen lösten innerhalb mehrerer Monate weder aus feinvertheiltem Metall noch aus güldischen Kiesen bemerkbare Goldmengen, dagegen kann freies Chlor leicht entstehen durch die bei der Einwirkung der von der Oxydation von Kiesen herstammenden freien Schwefelsäure auf die im Grubenwasser stets enthaltenen Chloride entstehende Salzsäure und ihre Einwirkung auf höhere Manganoxyde, die in der vadosen Region allgemein verbreitet sind. Freie Schwefelsäure war nur in wenigen Fällen nachzuweisen, freie Salzsäure dagegen in den meisten. Bei längerem Stehen der Wasser an der Luft oxydirt gelöstes Ferrosulfat zu Ferrisulfat unter Freiwerden von Schwefelsäure und Vermehrung der Salzsäure. Daher fallen frische Grubenwasser infolge ihres Gehalts an Ferrosulfat Gold, während nach längerem Stehen an der Luft dieselben Wasser bei Anwesenheit von Manganoxyden Gold auflösen.

Verf. hat nun zwar in den untersuchten Grubenwässern keinen Goldgehalt nachweisen können, doch ergibt sich aus Vorstehendem die Möglichkeit der Extraction des Goldes durch die Wasser aus dem Nebengestein und des Wiederabsatzes in den Lagerstätten. Auf einen solchen Vorgang weist zunächst die Thatsache, dass verschiedene alte Grubenhölzer selbst in ihren innersten Theilen einen kleinen Goldgehalt aufwiesen, ferner die auf eine stattgehabte Auslaugung deutende durchschnittlich grössere Feinheit des Goldes in den oberen Regionen. Den im Gegensatz zur Teufe in der vadosen Region weit allgemeineren und bedeutenderen Goldgehalt des Nebengesteins führt Verf. auf abgetragene höhere Theile der Goldquarzgänge zurück, deren Gold z. Th. vielleicht mechanisch verbreitet, zum grösseren Theile aber wohl in der vorstehend geschilderten Weise aufgelöst und in den zersetzten Gesteinen der vadosen Region verbreitet und wieder abgesetzt wurde. Untersuchungen des Meerwassers, aus dem ja möglicherweise das Gold der Sedimente und der Gänge auch stammen könnte, ergaben aus 100 kg Meerwasser einmal 0,00042 g, das andere Mal 0,00046 g Gold. Dagegen gelang es Verf. weder in recenten Sedimenten der Meeresküste auch bei Anwesenheit von organischen Stoffen und Sulfiden Gold nachzuweisen, noch auch künstlich mittelst solcher Stoffe Gold in nachweisbarer Menge aus dem Seewasser zu fällen. **Beushausen.**



## Geologische Karten.

Geognostische Specialkarte von Württemberg. Atlasblatt Stuttgart (1895), Böblingen (1896), Liebenzell (1897), Kirchheim (1898). Revidirt und von neuem bearbeitet von Professor Dr. E. Fraas.

Auf Blatt Stuttgart liessen sich, obwohl die Sprunghöhen nicht beträchtlich sind, die Fortsetzungen der nördlichen und südlichen Filderverwerfung deutlich erkennen, und es ergibt sich daraus, dass das zwischen beiden Linien eingeschlossene Gebiet mit der Filderscholle eine tektonische Einheit bildet. Die Scholle ist aber in sich mehrfach zertrümmert. Innerhalb und ausserhalb der Scholle herrschen Störungslinien, welche die SO.—NW.-Richtung einhalten, oder nahezu rechtwinkelig darauf stehen. Die Filderscholle ist in ihrem nördlichen Theile gegenüber dem im N. anstossenden Gebiete eingesunken, und zwar im O. tiefer als im W., so dass die Sprunghöhe der Verwerfung im W. schliesslich ganz verschwindet. Im S. liegen die Verhältnisse complicirter, weil hier die Scholle sich zerlegt, und ausserdem das Verhältniss zur Schönbuchscholle, die im S. anstösst, sich allmählich umkehrt. Im W. ist die Filderscholle noch der eingesunkene Theil, weiter nach O. erscheint die Schönbuchscholle tiefer eingesunken. Die Schollen haben also (wie so häufig) kreuzende Bewegungen ausgeführt. Von den untergeordneten Spaltenbildungen sei der Leudelsbachlinie gedacht, welche parallel der nördlichen Filderverwerfung zieht und mit dieser das eingesunkene Langefeld begrenzt. In dieser Vertiefung haben sich auffallend mächtige Lehmmassen angehäuft. Dann ist der Bruchlinien zu gedenken, welche, von SW. nach NO. streichend, die Versenkung des Stuttgart-Cannstatter Thales begrenzen.

Aus dem stratigraphischen Theile verdienen die Ausführungen über das Diluvium Beachtung. Die hoch über den jetzigen Thälern des Neckar und der Enz liegenden alten Schotter werden ganz im Allgemeinen dem Deckenschotter parallelisirt und, da im schwäbischen Unterlande keine beweiskräftigen Spuren von Gletscherbildungen nachgewiesen sind, als fluviatile Bildungen aufgefasst, deren Alter unter Umständen weit in das Tertiär zurückreichen dürfte. Die Thäler waren damals noch nicht bis in den Muschelkalk eingegraben. Diese Schotter sind meist von Lehm noch bedeckt. Sie lagern bis ca. 60 m über dem jetzigen Neckar, bis gegen 100 m über der Enz. Am Neckar enthalten sie angeblich mehr Bonebed und Lias als der alluviale Kies, woraus auf grössere Verbreitung dieser Formationen zur damaligen Zeit geschlossen wird. Im Deckenschotter der Enz, der sich übrigens bis 4 km vom heutigen Flusslauf entfernt, fehlen die Granite; damals soll dementsprechend das Urgebirge des Schwarzwaldes, speciell des Enzthales noch nicht blossgelegt gewesen sein.

Die Enz mündete zwischen dem Füsslerhof und Husarenhof einerseits, zwischen Bietigheim und Ingersheim andererseits in den Neckar; das Muschelkalthal nach Besigheim ist erst später ausgegraben. Hochterrassenschotter begleiten den Neckar hie und da in 20—25 m Höhe über der Thal-



sohle; im Enzgebiete reichen sie bis 40 m hinauf. Besonders interessant sind die Lagerungsverhältnisse des Cannstatter Diluviums.

Auf Blatt Böblingen war hinsichtlich der Tektonik viel vorgearbeitet, jedoch sind die Störungslinien genauer verfolgt und schärfer zum Ausdruck gebracht. Sie werden auch hier nicht allein durch Profile, sondern auch durch übersichtliche Diagramme erläutert. Das ganze Gebiet ist in ein System von Schollen zerlegt, von welchen Schönbuch und Filder (Schwarzwaldsystem) von SO. nach NW. streichen, von W. gegen O. abgesunken sind und ein System von Treppenbrüchen darstellen, während der andere, als Albsystem bezeichnete Theil diesen Schollen im S. vorgelagert ist, durch die SW.—NO. laufende Bebenhausen-Aich-Spalte getrennt (vergl. Blatt Kirchheim).

Das Diluvium wird wie auf Blatt Stuttgart gegliedert. Die Niederterrasse (noch mit Diluvialfauna) fällt dabei in die jetzige Thalsohle.

Blatt Liebenzell umfasst schon einen Theil der Kraichgausenke, mit welcher von E. FRAAS die zahlreichen, SO.—NW. streichenden Störungen (hercynischen Systems) auf den Blättern Stuttgart und Böblingen in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden. Trotzdem gehen selbst die Bruchlinien, welche im SO. des Blattes noch sehr stark hervortreten, im Gebiete fast spurlos verloren, und es ist eigentlich nur eine bedeutendere Linie, die Schwarzwald-Gäuverwerfung beachtenswerth, die Fortsetzung der oben erwähnten südlichen Filderverwerfung. Sie verliert sich nach NW. Zur Erklärung dieser abgeschwächten Tektonik macht FRAAS geltend, dass ja nicht alle Bruchlinien vom Rheinthal bis zur Alb durchzulaufen brauchen, und dass es sich bei den Abbrüchen von den „Horsten“ im SW. und NO. nicht um einheitliche Linien, sondern nur um einheitliche Bruchgebiete mit der Richtung des hercynischen Systems handelt. Das Centrum der Depression liege überhaupt nicht am Rande des Rheinthales, wo sie sich allerdings am schärfsten ausprägt, sondern im Schönbuch-Fildergebiet. Ausserdem würden die Abbruchlinien der Kraichgausenke vielfach sehr gestört von den jüngeren Bruchlinien des rheinischen Systems.

Sehr eingehend ist das Diluvium behandelt, denn „gerade von dem Blatt Liebenzell kann man die Lösung einer Frage erwarten, welche in letzter Zeit brennend wurde, ob nämlich der Schwarzwald und sein Vorland während der Diluvialzeit vollständig vergletschert war, oder ob sich die Vereisung nur auf die höheren Regionen, wo unzweifelhaft Belege dafür vorliegen, beschränken“. Zunächst nimmt FRAAS Stellung gegen die Annahme eines Enz-Nagold-Gletschers, welcher nach REGELMANN, von SW. nach NO. vordringend, das ganze Obere und Stroh-Gäu bis Besigheim hin bedeckt hätte. Besonders weist FRAAS darauf hin, dass im ganzen Muschelkalkgebiet von Weil der Stadt bis in die nächste Nähe des Enzthales in den pleistocänen Gebilden jede Spur von Schwarzwaldmaterial, d. h. von Buntsandstein, fehlt. Die hochgelegenen Schotter entlang des Enzthales werden als fluviatile Gebilde aufgefasst.

Unterschieden werden wiederum Deckenschotter und Hochterrassenschotter. Jene gehen auf dem Mönchberg bis 122 m über den Enzspiegel,

bestehen aus Buntsandstein und Hornsteinen und ruhen auf einer Lettenschicht, welche FRAAS als Residuum der ausgelaugten Kalke auffasst (dann wären ja wohl die Schotter um den Betrag dieser Lettenschicht gehoben!). Durch diese Verringerung des Materials hätten auch die Schotter eine moränenartige Packung angenommen. Schotter in mittlerer Höhenlage (55—80 m) über der Enz werden als abgeschwemmte Deckenschotter aufgefasst.

Charakteristisch für diese Ablagerungen ist 1. ausgebleichtes und entkalktes Material, 2. die Höhenlage, 3. die Verbreitung in Gestalt eines schmalen, kaum 1 km breiten Streifens. Namentlich das letztere wird gegen die Deutung als Moräne geltend gemacht. Sie liegen auch sehr hoch über dem „Hochterrassenschotter“, der in 25—30 m Höhe an den Thalseiten auftritt und in die Haupteiszeit versetzt wird. Zwischen dieser und der Bildung der Deckenschotter sei demnach die Thalsole gegen 100 m tiefer gelegt. Damit müssen gewaltige Abwaschungen auch in horizontaler Richtung verbunden gewesen sein. Eigenthümliche, moränenartige Ablagerungen im Nagoldthale werden gleichfalls als fluviatile Bildungen besprochen; dagegen nimmt auch FRAAS in den linksseitigen Seitenthälern glaciale Bildungen an, die er in die Haupteiszeit versetzt. Endmoränen versperren hier als Querriegel die Thäler in 440—500 m Meereshöhe; noch höher hinauf trifft man dann circusartige Thalschlüsse.

Auf Blatt Kirchheim betreffen die Änderungen gegen früher wesentlich das Diluvium. Die Vorkommnisse von Basalt und Tuffen sind nach BRANCO'S Untersuchungen revidirt, die von DEFFNER besprochenen Verwerfungslinien jetzt auch im Blatt zur Darstellung gebracht. Für die Auffassung der Tektonik, wie sie uns bei FRAAS entgegen tritt, sind zwei Punkte von Bedeutung. Einmal lässt er die Linie des Neckarthales, welche bis Plochingen fast diagonal das Blatt durchzieht, eine Grenze bilden zwischen dem Schollenland im W., dessen grosse tektonische Linien, die Schurwaldspalte und die Schönbuch-Filderspale an ihr sich verlieren, und dem Albsysteme, das (angeblich) von Spalten nicht mehr durchzogen wird. Zweitens nimmt FRAAS ein relativ junges Alter des Neckarthales an, indem er einen früheren Abfluss der Gewässer am Westrande des Schönbuchs durch das obere Gäu voraussetzt, bis die tiefe Plochinger Senke die hydrographischen Verhältnisse vollständig änderte. Dass es in dem ganzen grossen Theile der Alb und ihres Vorlandes, welcher die südöstliche Hälfte des Blattes bildet, an nachweisbaren grösseren Bruchlinien fehlt, erklärt FRAAS dadurch, dass zur Zeit der Spaltenbildung die massige Decke des Jura noch viel weiter nach NW. ausgedehnt war und dem Vordringen der Risse Einhalt that. Die Linie, bis zu welcher der Widerstand sich geltend machte, sieht er angedeutet in der langen SW.—NO.-Bruchlinie, welche von Bebenhausen über den Schurwald bis zum Hohenstaufen zieht. Sie musste dadurch entstehen, dass die gelockerten Schollen des Senkungsgebietes an dem als Horst wirkenden Gebirge der Alb abbrachen. Die Zeit der Spaltenbildung fällt vor die Ablagerung des Deckenschotter. Der Deckenschotter ist das älteste fluviatile Sediment des neugebildeten Neckar-

laufes, und dieser letztere wiederum veranlasst durch die tektonischen Störungen. Die Spaltenbildung ist also zeitlich nicht weit getrennt von der Bildung des Deckenschotter und fällt in das Ende der Tertiärzeit. Die vulcanischen Ausbrüche ereigneten sich aber im Untermiocän, also nach FRAAS lange vor der Zeit der Spaltenbildung; sie wären dann, wie es BRANCO annimmt, unabhängig von jeder Spaltenbildung.

Im Diluvium wird auch auf diesem Blatte Deckenschotter aus-  
geschieden, 80—100 m über dem Neckar, nach dessen Verbreitung der alte Lauf dieses Wasserabflusses reconstruirt wird. Im Gebiete der Erms und Lauter können nur mit Zweifeln einige Ablagerungen hierher gestellt werden, im Filsthal fehlen sie ganz. Dagegen sind die Hochterrassen besser in diesen Nebenthälern als im Neckarthal ausgebildet. Die Niederterrasse lagert grösstentheils noch unter den alluvialen Anschwemmungen, und Flüsse und Bäche arbeiten noch an der Reexcavation ihrer Betten. Die kolossalen Kiesmassen der Kirchheimer Bucht gehen in einen diluvialen, verschwemmten Gehängeschutt über, je mehr man sich der Alb nähert; sie entstammen nicht allein den Thalgebieten der Lauter und Lindach, sondern gehen aus dem Schuttfuss der Alb hervor, und das Vorhandensein von  $\epsilon$ -Gesteinen in ihnen, welche heute erst jenseits der Wasserscheide anstehen, lehrt, dass diese damals noch weniger denudirt waren.

Bei der kurzen Besprechung einiger Schotteranhäufungen auf dem Hochplateau der Alb wird übrigens die Möglichkeit eines, wenn auch kurzen, Eistransportes nicht in Abrede gestellt. Der Löss wird als verwehter Verwitterungslehm aufgefasst, bei dem die Abstammung aus einem bestimmten Gestein noch deutlich zu erkennen ist.

Es ist hier nicht am Platze, in eine Discussion der FRAAS'schen Anschauungen einzutreten; eine Einigung über mehrere der berührten Fragen (Alter der Dislocationen, ihre Beziehung zum Albkörper resp. zu den vulcanischen Erscheinungen, Gliederung und Genese des Diluviums, Alter der Thäler) wird nur zu erzielen sein, wenn die Kartirung im Maassstabe 1 : 50 000 aufgegeben ist. Die Fortführung der Revisionen bedeutet eine direct hemmende Verlängerung eines Zustandes, welcher der Vergangenheit angehören sollte. Dabei ist auch anfechtbar, dass die alten Begleitworte ganz ausgemerzt werden. DEFFNER's Beschreibung von Blatt Kirchheim ist ein Quellenwerk ersten Ranges und als solches bekannt; wer das Blatt kauft, wünscht auch diese Beschreibung. Der Hinweis auf BRANCO's „Vulcanembryonen“ ist doch kein Ersatz für die ad acta gelegten Worte DEFFNER's.

E. Koken.

**Archibald Geikie:** Geological Map of England and Wales, 1 : 633 600. Published with Government Authority. With descriptive text. Edinburgh 1897.

Der neuen, auf der officiellen Aufnahme beruhenden geologischen Karte Schottlands hat ARCHIBALD GEIKIE eine in gleichem Maassstabe ausgeführte von England und Wales folgen lassen, welche gleichfalls



eine abgedeckte ist und die oberflächlich weit verbreiteten Quartärgebilde nur dort angiebt, wo sie den Untergrund gänzlich der Beobachtung entziehen; auch wird auf eine auch nur andeutungsweise Darstellung der Geländeformen verzichtet. Um so reicher die geologischen Ausscheidungen, deren nicht weniger als 50 gemacht werden, um so feiner die Darstellung ihrer Grenzen, die trotz der Reichhaltigkeit der Farbenskala Dank einem ausserordentlich genauen Drucke auf dem grossen Blatte von fast 1 m Höhe und über 80 cm Breite allenthalben scharf und sauber entgegen-treten. Vier Profile mit wenig übertriebenen Höhen, von Anglesey nach Dover, von Wales nach Lincolnshire, vom Lake District nach Flamborough Head, sowie durch die Insel Wight am Rande der Karte erläutern die Schichtfolge, ein kurz gefasster Text führt in den Gebrauch der Karte ein. Diese erfüllt die hohen Erwartungen, die auf Grund von Rang und Stellung ihres Urhebers und der Bedeutung der Edinburger geographischen Anstalt, aus der sie hervorgegangen, gehegt werden können. **Penck.**

---

**G. de Lorenzo:** Guida geologica dei dintorni di Lagonegro in Basilicata. (Boll. Soc. Geol. Ital. 17. 170—195. 1898.)

Eine Übersicht der geologischen Verhältnisse von Lagonegro, die vom Verf. in früheren Jahren erforscht sind (dies. Jahrb. 1896. I. -82-; 1897. I. -281-, -495-; 1898. II. -481-) und hier zum Zwecke eines Ausfluges der geologischen Gesellschaft nochmals zusammengestellt sind.

**Deecke.**

---

**G. de Lorenzo:** Cenni geologico-agrari sulla Basilicata. (Nuova Enciclopedia Agraria Italiana. 1898. 19 p.)

Dieser Artikel giebt eine angenehm geschriebene kurze Übersicht über das Klima, die Niederschlags- und Wasserverhältnisse, die Pflanzenregionen der Basilicata, und theilt den Boden nach der **RICHTHOFEN'schen** Classification ein in verschiedene Regionen, entsprechend der Abtragung und Anhäufung, die übrigens für die Basilicata nahezu die gleichen sind wie für den ganzen Appennin.

**Deecke.**

---

**M. Cassetti:** Rilevamento geologico nell' Abruzzo Aquilano e in Terra di Lavoro, eseguito nel 1897. (Boll. Com. Geol. Ital. 29. 122—138. 1898.)

Die Gegend um Solmona, specieller die Kartenblätter Palena, Carmanica, Solmona und Scanno sind geologisch aufgenommen. Als tiefstes Glied der regelmässigen Falten hat sich ein Dolomit der oberen Trias, vielleicht das Rhät, herausgestellt, der aber nur an einem Punkte ansteht, sonst beherrschen das Gebirge die Kalke des mittleren und oberen Lias mit Harpoceren, ein möglicherweise dem Neocom zuzutheilender Rhynchonellen-Kalk, Ellipsactinien-Kalke mit Toucasien aus dem Urgon und



Turonschichten mit *Sphaerulites Spallanzani* und *Nerinea Stoppanii*. Interessant ist das untercretacische Alter der Ellipsactinienschichten, die auch für die Frage der Geologie von Capri vielleicht von Bedeutung werden können. Das Eocän setzt sich aus hellen Kalkbänken mit Hippuritenfragmenten und Nummuliten und aus Mergeln und Thonen zusammen, liegt discordant auf dem Mesozoicum und enthält oft Lignite oder Asphalt-artige Massen. Beim Bahnbau sind in einem Tunnel brennbare Gase entdeckt, die, in einer Röhre gefasst, seitdem gleichmässig fortbrennen. Das Quartär besteht aus mächtigen Schottern. — Im Gebiete der Terra di Lavoro wurde das Blatt Pontecorvo untersucht mit den Monti Ausonii. Dort sind gleichfalls Requiendien-Kalke entwickelt als Kern der Höhen. Auf ihnen ruhen Kalke des Cenoman und Turon mit Hippuriten und Sphärolithen und enthalten viele Tropfsteingrotten im Innern, sowie an der Oberfläche Dolinenkessel. In dem Grabenbruche des Lirithales breitet sich Eocän aus und bei Pontecorvo ist etwas Pliocän vorhanden. Deecke.

## Geologie der Alpen.

**Chr. Siperoff:** Geologie des Calanda. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. S. 7. 4<sup>o</sup>. 66 p. 1 Taf. 1897.)

Vorliegende Monographie bezieht sich vorzugsweise auf die tektonischen Verhältnisse des Calanda und die Beziehungen dieses Gebirgstheiles zu der grossen Glarnerfalte.

Die am Aufbau dieses Stockes beteiligten Sedimente sind Carbon (Verrucano), Trias (Röthidolomit), Lias, Dogger, Malm (Oxford, Schiltkalk, Quintner Kalk und Tithon), Neocom (Valangien und Hauterivien), Urgon, Gault, Seewenerschichten (Cenoman, Turon und Senon), Eocän (Nummulitenformation und Flysch).

Verf. kommt nach eingehender Begehung zum Schluss, dass der Calanda aus 3 Schichtenserien aufgebaut sei, nämlich zwei normalen und einer in umgekehrter Reihenfolge. Es liegt also eine nach NW. überkippte Falte vor. Während HEIM den Calanda als normalen liegenden Schenkel und als Mittelschenkel der Südfalte annahm, ist SIPEROFF der Ansicht, es sei gerade die Südfalte selbst, welche hier sehr reducirt und heruntergesunken ist und schliesslich ganz untertaucht. Der Verrucano, welcher nach HEIM, im Rheinthal anstehend, ein Antiklinalkern der Südfalte sein soll, ist nach SIPEROFF gar nicht vorhanden. Das Rheinthal bei Chur sei vielmehr ein Muldenthal. Indem Verf. bewiesen zu haben glaubt, dass im Calanda nicht etwa eine Localfalte des Mittelschenkels der Südfalte, sondern die Südfalte selbst vorliege, glaubt er schliessen zu dürfen, dass dadurch die Unmöglichkeit erwiesen sei, die Glarnerfalte anders als eine Doppelfalte, aus einer Nord- und Südfalte bestehend, zu deuten. H. Schardt.

**Etienne Ritter:** La bordure S.—W. du Mont Blanc. Les plis couches du Mont Joly et de teses attaches. (Bull. du serv. de la carte géol. de France. 9. No. 60. 232 p. 6 pls. 1897.)

Diese Arbeit wirft ein neues Licht auf dieses schon durch ALPH. FAVRE, dann durch MAILLARD bearbeitete Alpengebiet, indem der ganz ungeahnte Zusammenhang der Falten von weit auseinander liegenden Gebirgsstücken aufs klarste dargethan wird.

Die erste Abtheilung beschreibt die Gesteine und Gebirgsarten des Gebietes. Die krystallinen Gesteine gehören zum Kern des Mont Blanc-Massivs. Es werden genannt und beschrieben: Granite, Granitgneisse (Protogin), Aplite (Granulit), Pegmatite, Granitporphyre (Mikrogranulite), Orthophyre, Porphyrite etc., neben unzähligen Varietäten von Gneissen, Amphiboliten, Eklogiten, Talk-, Glimmer- und Chloritschiefern, welch letztere wohl archaisch sein mögen. Jüngere krystalline Schiefer vorcarbonischen Alters, welche auch von Porphyr- und Aplitgängen durchsetzt sind, werden als palaeozoisch gedeutet. Die sicher bestimmbareren Sedimente des Gebietes sind Carbon, Perm, Trias, Rhät, Lias (brecciös), Dogger, Malm, Kreide (Berrias, Valangien, Hauterivien, Urgon), von Nummulitenkalk und Schiefern nebst Flysch überlagert.

Das Hauptinteresse vorliegender Arbeit liegt in den tektonischen Untersuchungen.

Der Mont Joly, welcher aus Lias und Trias aufgebaut ist, liegt an der Stelle, wo das krystalline Massiv des Mont Blanc unter die Schiefer- und Sedimentdecke untertaucht. Lias und Trias bilden am Mont Joly mehrere übereinander liegende Falten, deren Fusstheil südlich, fast senkrecht steht. Gegen N. hingegen dehnen sich diese mehrfach übereinander liegenden Falten zu einer wirklichen Falte n d e c k e aus, während immer jüngere Sedimente daran theilnehmen. So gelangt man zu der fast 15 km nordwärts gelegenen Kette des Mont d'Aren (Pointe Percée), deren Neocomschichten Umbiegungen aufweisen, welche zweifelsohne denjenigen der Falten am Mont Joly entsprechen.

So sieht man, wie liegende Falten, Dank der Auswalzung der Schichten, so weit auseinander gezogen werden können, dass zwischen dem Lias- und Triaskern und der entsprechenden Umbiegung im Neocom viele Kilometer Abstand entsteht. Durch Erosion kann dann die Falte in Segmente zerlegt werden, deren einer Theil aus Lias und Trias, ein anderer aus Jura und ein dritter nur aus Kreide und Eocän besteht, ohne dass es den Anschein hat, als ob dies Stücke einer und derselben Falte seien, besonders da an den hinteren Theilen die hangende Jura- und Kreidebedeckung nicht mehr vorhanden ist. Die Umbiegungen oder Antiklinalcharnieri der verschiedenen Sedimentcomplexe liegen oft mehrere Kilometer auseinander.

Während auf der rechten Thalseite der Arve der Zusammenhang infolge Erosion nur hypothetisch aufgestellt werden kann, ist am gegenüberliegenden Abhang, wo das Massiv der Pression die Stelle des Mont Joly einnimmt, die materielle Zusammengehörigkeit der alten Trias- und

Liaskerne mit der Kreide und Eocänbedeckung von Le Fiz-Aren direct sichtbar. Die Antiklinalcharniere von Kreide, Jura und Trias liegen aber so weit auseinander, dass bis jetzt niemand die Vermuthung hegte, sie seien Umbiegungen derselben Falte in verschiedenen alten Schichten. Noch merkwürdiger ist der Umstand, dass mehrere solcher Falten übereinander liegen, oder vielmehr dachziegelartig, schief nach N. geneigt, einander z. Th. bedecken, indem die Antiklinalumbiegungen tiefer liegen als die Synklinalcharniere. Das Ganze sieht aus wie ein nach N. abgerutschtes Faltenystem. H. Schardt.

**Fr. Jenny:** Das Birsthal. Ein Beitrag zur Kenntniss der Thalbildung im Faltengebirge. (Jahresber. d. Realschule, Basel 1896. 31 p. 4<sup>o</sup>. 1 Profiltaf. u. 1 Kartenskizze.)

Verf. unterwirft das Querthal der Birs einer eingehenden Analyse zur Bestimmung der bei dessen Entstehung thätig gewesenen Einwirkungen und Kräfte. Dieses merkwürdige Querthal durchschneidet zwischen Tavannes und der Rheinebene bei Basel nicht weniger als 8 Falten. Es sind dies folgende:

- Mulde von Tavannes, wo die Birs entspringt.
- 1. Gewölbe des Graivery. — Mulde von Moutier.
- 2. " der Basse-Montagne. — Schwache Muldeneinsenkung.
- 3. " des Kaimeux. — Enge Mulde.
- 4. " " Mont Vellerat. — Breite Thalmulde von Delsberg.
- 5. " " Kangiers (Mont Terrible). — Enge Mulde.
- 6. " von Movelier. — Mulde von Liesberg.
- 7. " " Buberg. — Mulde von Laufen.
- 8. " des Blauen. — Rheinebene.

Die Gewölbedecken bestehen aus Malm, während die Antiklinalkerne Dogger, Lias, ja sogar Trias im Durchschnitt zu Tage treten lassen.

In den Synklinalen liegen z. Th. bedeutende Tertiärablagerungen (Tavannes, Moutier, Delémont, Laufen).

Verf. zählt die verschiedenen Hypothesen auf, welche zur Erklärung der Entstehung der Querthäler oder Clusen aufgestellt wurden. Er hebt besonders den Gegensatz hervor, welcher lange zwischen der Hypothese der Erosionsthäler und der der Spaltenthäler bestanden hat. Er selbst ist geneigt, der Erosion die Hauptrolle zuzuschreiben bei der Aushebung solcher Quereinschnitte, wie sie das Birsthal darstellt. Dabei soll aber nicht ausgeschlossen sein, dass die Arbeit der Erosion durch tektonische Verhältnisse begünstigt und eingeleitet wurde. So sollen Verzweigungen von Falten, wie sie im Jura so häufig sind, Überkippung von Gewölbeschenkeln, Überschiebungen, ja, sogar oberflächliche Spaltenbildung einen ursprünglich die Richtung der Erosion bedingenden Einfluss ausgeübt haben. Doch spricht sich Verf. nicht kategorisch über die Annahme aus, welche die Entstehung der Querthäler durch Zusammenwirken der Erosion und der Faltenbildung erklärt. Nach JENNY ist aber die Thalrichtung der



Birrfurche nicht dem Zufall zuzuschreiben. Die tektonischen Verhältnisse müssen unbedingt anfangs orientirend auf die entstehenden Wasserläufe gewirkt haben. Die Vertiefung der Thäler ist aber ausschliesslich der erodirenden Wirkung des Wassers zuzuschreiben, wobei rücklaufende Erosion die Cluse durch die verschiedenen Gewölberücken hindurch eingeschnitten hat.

H. Schardt.

## Geologische Beschreibung einzelner Ländertheile, ausschliesslich der Alpen.

E. Fraas: Die geologischen Verhältnisse des Oberamtes Ulm. Separat aus der Oberamtsbeschreibung Ulm. 1897.

Hervorzuheben ist aus dieser kurzen Übersicht, dass die Stufen  $\epsilon$  und  $\zeta$  des weissen Jura mit Bestimmtheit als Faciesgebilde derselben Zeit angesprochen werden, d. h. als Riffe (von Spongien und Korallen herrührend) und als schlammige Ausfüllung von Lagunen und atollartigen Tümpeln zwischen jenen. Die plattenförmige Schichtung der  $\zeta$ -Facies, „die sich nur durch den Druck mächtiger darüberliegender Schichten erklären lässt“, lässt auf das frühere Vorhandensein noch jüngerer Jurasedimente schliessen (Gyps und Salzthone, gebildet in den Lagunen des weichenden Meeres). Diese sind in der Kreide- und Tertiärzeit abgewaschen. Die Küste wird im Süden, in Oberschwaben, gesucht, denn nach Süden hin wird der Thongehalt stärker, während die Kalke zurücktreten, und die Thierwelt erhält ausgeprägten litoralen Charakter. (Der Abtragung der Alb wird hier eine sehr viel grössere Bedeutung zugestanden als seiner Zeit von BRANCO; in der That sieht man auch z. B. an den steilen Flanken der  $\zeta$ -Berge bei Münsingen ihre Wirkung handgreiflich vor Augen. Dass aber hier noch Juraschichten existirt haben sollen, die sich etwa mit unseren Münder Mergeln in Hannover vergleichen liessen, kommt mir doch ebenso gewagt vor, wie die Annahme, dass die Schichtung des  $\zeta$  eine Druckschichtung sei! Die Einschlüsse der vulcanischen Tuffe oder die Gerölle, welche in den älteren Bohnerzspalten vorkommen, sollten doch noch etwas von den hypothetischen Gesteinen enthalten.)

Im Tertiär werden die Bohnerzbildungen als die ältesten vorangestellt und als „bei der Verwitterung des Jura gebildet“ bezeichnet. Dann folgen als erste in der Reihe der normalen Sedimente die *Rugulosa*-Kalke, unten mit knolligen Kalken von schaligem Aufbau, die als Codiaceen gedeutet werden; sie entsprechen als Uferfacies der unteren Meeresmolasse der Schweiz. Bei der Bildung der *Crepidostoma*-Kalke ist das Ufer schon weiter nach Norden gedrängt, sie transgrediren also über die *Rugulosa*-Kalke hinaus. Mit der Meeresmolasse tritt vollständige Überfluthung ein; hierher werden auch die Grimmelfinger Sande gestellt, was übrigens schon QUENSTEDT aussprach. Die Jura-nagelfluhe werden als Uferabsätze desselben Meeres gedeutet; die von



der Alb strömenden Gewässer lagerten hier ihren groben Schotter ab. Die Brackwasserschichten (und Kirchberger Schichten) deuten den Rückzug des Meeres an; ihre tiefe Lage [480 m gegen 635 m der Erminger Turritellenplatte] wird auf spätere Dislocationen zurückgeführt. Das jüngste Sediment bilden die *Sylvania*-Kalke.

Das Diluvium wird mit wenigen Worten behandelt. Bemerkenswerth ist auch hier die Annahme, dass seit der Bildung des Deckenschotters das Donauthal um 100 m erodirt wurde. Der Lehm wird zum grössten Theil als Verwitterungslehm bezeichnet, der an Berggehängen als Gehängelehm umgelagert auftritt.

E. Koken.

---

**Tyrrell and Dowling:** Report on the country between Athabasca Lake and Churchill River. (Geol. Surv. of Canada. 8. 120 p. Mit 1 Karte. 1897.)

Unterstützt von DOWLING hat BURR TYRRELL das geologisch fast noch unberührte Land zwischen dem Athabasca-See und dem Churchill River untersucht. Das ausgedehnte Gebiet, das meistentheils auf dem Wasserwege durchstreift wurde, ist im Grossen und Ganzen ziemlich eintönig. Nördlich vom Churchill River kann man zwei grosse Districte unterscheiden. Den einen, dessen Untergrund archaische Gesteine bilden, setzen niedrige Hügelketten von anstehendem Fels zusammen, zwischen denen weite Strecken mit glacialen Sedimenten ausgefüllt sind; der andere, dessen Anstehendes palaeozoisch ist, stellt sich als eine monotone, unfruchtbare Ebene dar, in der Seen fehlen. Charakteristisch ist, dass tiefe Thäler dem gesammten Gebiete nördlich vom Churchill River fehlen. Im Süden dieses Flusses dehnt sich bis zum Saskatchewan River ein Kreideplateau aus, in das die Wasserläufe tiefe Furchen gegraben haben.

Zur laurentischen Formation rechnet Verf. Hornblende-, Biotit- und Muscovitgranite, granitähnliche Gneisse, Gabbros und Norite, die ungeheure Strecken bedecken. Dagegen sind huronische Quarzite, Chloritschiefer und Kalkschiefer nur von drei Punkten am Nordufer des Athabasca-Sees bekannt. Auf der erodirten Oberfläche der archaischen Gesteine liegt discordant der cambrische Athabasca-Sandstein. Jüngere palaeozoische Sedimente wurden, mit Ausnahme eines Devonstreifens im äussersten Nordwesten des Aufnahmegebietes, nicht angetroffen. Doch lässt das Vorkommen von Kalkgeschieben in den Moränen des südwestlichen Gebietes darauf schliessen, dass cambro-silurische, silurische und devonische Kalke in ziemlich weiter Erstreckung unter der Glacialbedeckung anstehen. Die Kreide südlich vom Churchill River gliedert sich in eine untere, sandige Abtheilung, die dem Dakota-Sandstein gleich gestellt wird, und eine obere, schieferige, die Niobrara Shales mit Foraminiferen, Fragmenten von *Inoceramus* und Fischknochen. Tertiär fehlt völlig. Die Glacialablagerungen scheinen sämmtlich nur einer Eiszeit anzugehören; die Schrammen verlaufen NO.—SW. und deuten darauf hin, dass der Keewatin-Gletscher, wie Verf. den diluvialen Eisstrom nennt, der den Athabasca-See überschritt, im Westen

der nördlichen Hudson-Bay seinen Ursprung hatte. Unter dem Geschiebemergel lagert eine, meist wenig mächtige, Schicht von Gletscherschlick (till). Wohlentwickelte Moränenrücken trifft man selten an. Drumlins, Kames und Esker wurden an verschiedenen Punkten beobachtet. Verf. beschreibt dann eine sehr eigenthümliche Art von glacialen Ablagerungen, für die er die indianische Bezeichnung „Ispatinow“ = ansehnlicher Hügel einführt. Diese Ispatinows haben sich bisher nur in alten, glacialen Seebecken gefunden. Es sind nach der Beschreibung des Verf. hohe Dämme oder langgestreckte Hügel, die sich aus ungeschichtetem Gesteinsgrus und Geschieben aufbauen. Die Hügel sind nicht gerundet, sondern werden von einem scharfen Grat gekrönt, von dem beide Seiten so steil, wie es bei dem lose aufgeschütteten Material möglich ist, zur Tiefe abfallen. Sämtliche derartigen Bildungen liegen wie die Drumlins in der Richtung der Eisbewegung. Verf. nimmt an, dass sich die Ispatinows in einer Zeit bildeten, als der Aussenrand des Gletschers von einem tiefen See begrenzt wurde. Die vom Eise abfliessenden Gewässer frassen tiefe Querschluichten in den Eisrand, durch die die mitgeführten Gesteinstrümmer auf den Seeboden fielen und sich hier in Gestalt schmaler Dämme aufhäufen mussten. Allgemein nimmt man wahr, dass der Wasserstand der Seen unmittelbar nach Abzug des Eises ein weit höherer war, als heutzutage. Verf. bezeichnet diese postglacialen Seebecken als Hyper-Seen, so z. B. spricht er von einem Hyper-Crec Lake, Hyper-Black Lake etc. Die Beschreibung der einzelnen Reisewege enthält viel interessante Einzelheiten, die aber im Referat nicht wiedergegeben werden können.

---

E. Philippi.

**Hitchcock:** Note on the stratigraphy of certain homogeneous rocks. (Bull. geol. Soc. America. 8. 389. 1897.)

Enthält eine kurze Bemerkung darüber, dass bei manchen Thonschiefern, Glimmerschiefern und Glimmerquarziten des Connecticut-Thales Schieferung bisher mit Schichtung verwechselt worden ist.

---

E. Philippi.

**Robert T. Hill:** The Geological History of the Isthmus of Panama and Portions of Costa Rica. (Bull. Museum of Comparative Zoologie at Harvard College. 28. 5; Geological Series. 3.)

Nach Schilderung der geographischen Lage des Isthmus von Panama und der angrenzenden Gebiete Nord- und Südamerikas, der jüngeren Vulcane in ihrer Beziehung zur Faltung der Schichten, der jüngeren vulcanischen Berge und der Gebiete am carabischen Meer, resp. am Golf von Mexico wird gezeigt, dass an ersterem ein Gebiet von Ost-West-Falten, an letzterem meist die jüngeren Vulcane liegen. Es wird dann in der eingehenden Beschreibung des Isthmus, seiner orographischen und hydrographischen Verhältnisse, betont das Fehlen einer scharfen Wasserscheide und von Kustenebenen, die Beziehungen zu den Gebirgen von Costa Rica und

den Anden, das Alter der Gewässer und der Erosion. Ferner die geologische Beschreibung der Linie Colon—Panama mit ihren Sümpfen, Tertiärbildungen, Graniten und jüngeren vulcanischen Gesteinen, die aufgerichteten Tertiärschichten an der atlantischen Küste, endlich die Granite und die sedimentären Schichten des tropischen Amerika (welchen Jura fehlt), besonders die Tertiärbildungen, von welchen die eocänen und oligocänen in der Nähe von Festland abgelagert wurden. Pliocän fehlt dem gefalteten oder gehobenen Gebiet, und ist ungenügend getrennt vom Pleistocän. Ost-West-Faltung ist vorherrschend und schon an den Granitbergen von Oaxaca, Chiapas und Guatemala mit ihren Flanken von palaeozoischen und mesozoischen Schichten nachzuweisen. Wohl zur Zeit der oberen Kreide sind die Vulcane Mexicos und Centralamerikas entstanden; die rhyolithischen Tuffe Panamas sind vortertiär, doch dauerten die Eruptionen zur Eocänzeit fort, und noch später wären syenitische Gesteine in das Tertiär eingedrungen, später als die basischen Gesteine. Die Tertiärbildungen sind bis zu 9000 Fuss (auf den Antillen) gehoben und gefaltet worden.

Einen Bericht über die Mollusken der Tertiärschichten giebt DALL, über die Foraminiferen BAGG, über die Korallen WAYLAND VAUGHAN, über die Eruptivgesteine J. E. WOLFF. 19 Tafeln mit Karten, Profilen und Ansichten und zahlreiche Textfiguren machen das inhaltsreiche Werk anschaulich, über dessen Angaben hier nur ganz kurz referirt werden konnte.

von Koenen.

---

**J. W. Spencer:** Late Formations and Great Changes of Level in Jamaica. (Transactions Canadian Inst. 5. 324—357 u. Abstract American Journ. of Science. (4.) 6. 270. 1898.)

Jamaica ist ein zerschnittenes Inselland, welches über einem submarinen Plateau liegt; dieses reicht von Haiti bis zu den Yucatanbänken, liegt 3—4000 Fuss unter dem Meeresspiegel und wird von Erosionsthälern von mehr als 5000 Fuss Tiefe zerschnitten, welche ganz denen von Mexico und anderen Ländern gleichen. Der grösste Theil der Insel besteht aus weissen, altmiocänen Kalken, welche stellenweise 2000 Fuss mächtig, an anderen Stellen aber vollständig abgetragen sind. Darüber fehlt das Miopliocän [? Ref.] bis zum Ende der Periode [?], dann folgen Mergel mit Geröllen oder Gerölle mit Lehm bis zu 500 Fuss, horizontal gegenüber den aufgerichteten Schichten des weissen Kalkes, mit wenigen Arten recenter Mollusken. Sie werden verglichen mit den Lafayetteschichten des Continents, oder den Matanzasschichten auf Cuba, die an das Ende des Pliocän gestellt werden. Zu oberst liegt eine Decke von Kies und geschichtetem Lehm bis zu 600 Fuss Höhe, die der Columbiaformation des Continents und den Zapataschichten auf Cuba verglichen wurden. Es sind diese Schichten also 500—600 gehoben worden seit der Miopliocänzeit, deren breite, wellige Fläche beschrieben wird und seitdem durch breite, tiefe Thäler zerschnitten wurde vom Land bis zu dem untergetauchten Plateau, jedenfalls nach der Laytonperiode, zu einer Zeit, wo letzteres noch 10 000 oder mehr Fuss



höher als jetzt lag. Die Laytonformation war in dieser Zeit enorm zurückgedrängt, so dass oft nur Reste davon an geschützten Stellen vorhanden sind. Die submarinen Thäler sind jünger und Fortsetzungen der jetzt über dem Meere befindlichen. In der jüngsten Epoche erfolgte eine Heraushebung um 150—200 Fuss über das jetzige Niveau, da die Betten der Flüsse bis zu dieser Tiefe unter dem Meeresspiegel eingeschnitten sind; dann folgte eine Senkung von 10—25 Fuss unter Niveau des Meeres, da Korallenriffe jetzt so viel höher liegen. Dieselben Oscillationen ereigneten sich auch an den übrigen westindischen Inseln und dem Festland.

von Koenen.

---

**T. S. Hall and G. B. Pritchard:** Geology of the Lower Moorabool. (Proceed. of the R. Soc. of Victoria. 10. (1.) 43—56. Mit 2 Taf.)

Die Verf. haben die Schichtenfolge am unteren Moorabool-Fluss eingehend studirt und sind zu wesentlich anderen Resultaten gekommen, als das Survey vor ihnen. Über dem Grundgebirge (Granit und Gabbro) und dem Ordovician liegen eocäne marine und Süsswasser-Schichten, welche ihrerseits von einer Decke von basaltischen Laven bedeckt werden. Diese wird von einer mächtigen Serie von marinen Ablagerungen überlagert, die nach ihrer Fauna ebenfalls noch eocän sind, während sie vom Survey in's Miocän gestellt wurden. Miocän hat dagegen eine sehr beschränkte Verbreitung und ist theils marinen, theils limnischen Ursprungs. Das gesammte Tertiär wird von einer Decke von jüngeren Laven bedeckt.

E. Philippi.

---

**R. D. M. Verbeek:** Die Geologie von Java. (PETERM. Mitth. 1898. 25. 1 Karte. 2 Profile.)

Der Aufsatz ist ein Auszug aus dem grossen Werke von VERBEEK und FENNEMA: „Geologische Beschrijving van Java en Madoera“, Amsterdam 1896.

Java nebst Sumatra und Borneo bilden geologisch die Fortsetzung von Asien; ein Sinken des Meeresspiegels um 45 m würde die Verbindung wieder herstellen. Im Gegensatz zu den beiden genannten Inseln besteht Java oberflächlich nur aus jüngsten Bildungen:

Kreide und Palaeogen . .	1 %
Neogen . . . . .	38 „
Vulcanisch . . . . .	28 „
Quartär . . . . .	33 „
	100 %

Gesteine der „alten Schieferformation“ [archaisch und altpalaeozoisch], die auf Sumatra eine so hervorragende Rolle spielt, treten nur auf den Karimon-Djawa-Inseln nördlich von Mittel-Java auf, während alte Granite auch als alttertiäre Conglomeratgerölle [Ref. Bagelen] gefunden

wurden. Die ältesten anstehenden Gesteine Javas sind weiche Serpentin-schiefer etc., Schiefer mit eingelagerten Orbitolinen-führenden Kalken, welche Verf. der Kreide zurechnet [auf Borneo gleichfalls nachgewiesen, doch in Sumatra fehlend]. Die äusserst spärlichen Vorkommen sind begleitet von Intrusivlagern von Diabas und Gabbro. Discordant folgt das Eocän: kohleführende Sandsteine etc. und Kalke reich an Nummuliten, Alveolinen und Discoeyclinen. Die Kohle, eine tertiäre Steinkohle gleich derjenigen Sumatras und Borneos, kommt nur im Süden von Bantam in abbauwürdigen Flötzen vor. Die harten Sandsteine bilden Steilwände, deren Entstehung Verf. auf Verwerfungen zurückführt. Das Oligocän [in Sumatra wahrscheinlich nicht entwickelt] wird durch Mergel und Kalke repräsentirt mit ähnlichen Foraminiferen. Die palaeogenen Eruptivgesteine ähneln in ihrem Habitus ausserordentlich gewissen älteren Diabasen und Dioriten. Am Ende dieser alttertiären Periode fanden ausgedehnte Eruptionen von Pyroxenandesiten und Basalten statt [= den „alten Andesiten“ Sumatras], die im Allgemeinen deckenartig und als Massenergüsse auftreten. Sie liefern grösstentheils das Material für die jüngeren Sedimente. Das Mio c ä n ist petrographisch wie palaeontologisch (Fehlen von Nummuliten und Discoeyclinen, Auftreten von Lepidocyclinen) gut charakterisirt. Verf. unterscheidet eine untere oder Breccien-Stufe, eine mittlere oder Mergelstufe, eine obere oder Kalkstufe. Es ist marin entwickelt und lagert dem Palaeogen discordant auf. Die Mächtigkeit ist ausserordentlich gross: 4500—6000 m (3000—3300 und 2000—2500 und 200—600 m). Begleitende Eruptivgesteine (besonders altmio c ä n) sind wie in Sumatra Andesite und Basalte.

Das Pliocän ist untergeordnet, terrestrisch entwickelt. Das Quartär bedeckt theils marin, theils terrestrisch entwickelt, discordant das Jungtertiär, und besteht grossentheils aus vulcanischem Material. Besonders bemerkenswerth sind die an der Tertiär-Quartär-Grenze stehenden Schichten, die durch den Fund des *Pithecanthropus* so grosse Bedeutung erlangt haben. DUBOIS betrachtet sie als jungpliocän, während Verf. sie zum Quartär zieht. Wie in Sumatra fällt die Hauptperiode der vulcanischen Thätigkeit in das Diluvium, beginnt freilich schon im Jungtertiär. Die Zahl der Kegel beträgt (incl. Sunda-Strasse) 121, doch sind nur 14 in historischer Zeit thätig gewesen [auf Sumatra 10]; sie stehen auf einer langen, OSO. bis WNW. gerichteten Längsspalte, die von mehreren — bis zu drei — Parallelspalten begleitet wird und von zahlreichen Querlinien gekreuzt ist. Sie bestehen meist aus lockerem Material, Lavaströme sind nicht so häufig. Besonders sind Andesite und Basalte vertreten, doch kommen auch Leucitgesteine (tertiären? Alters) vor.

Die grössten Höhen (Semeru 3676 m) sind jungvulcanisch; ihnen schliesst sich ein tertiäres Berg- und Hügelland an, während die quartären Bildungen, randlich gelegen, keine grosse Meereshöhe erreichen. Die vulcanischen Verwitterungsböden, reich an Kalk- und Natron-Salzen (nicht an Kali), sind der Grund der grossen Fruchtbarkeit; besonders gedeihen Reis und Zucker, höher hinauf Thee und Kaffee, dann der Chinabaum-

Java ist nach drei Seiten, O., S., W., von Verwerfungen begrenzt. Der die Insel im S. begrenzenden Verwerfung — die Meerestiefe steigt hier schnell bis auf 1800—3600 m — ist Verf. geneigt, palaeozoisches Alter [? Ref.] beizumessen. Wie Sumatra hat Java eine ausserordentlich bewegte tektonische Geschichte hinter sich, ja, die Zeit des Tertiärs scheint für Java von grösserer Bedeutung zu sein wie für Sumatra. S. 31 ff. giebt Verf. einen palaeogeographischen Überblick [doch scheint Verf. die Wirkung der Denudation zu gering anzuschlagen. Es erscheint sehr wahrscheinlich, dass die älteren Sedimente, welche in Sumatra und Borneo eine so wichtige Rolle spielen, auch in Java unter der mächtigen Tertiärdecke vorhanden sind, oder aber nur durch spätere Denudation z. Th. zerstört sind; sind doch z. B. die alten Granite aus Conglomeraten bekannt]. Sehr instructiv ist die Karte und besonders auch das beigegebene Profil von Cambodja durch Borneo und Java bis zum Indischen Ocean. Volz.

**G. A. F. Molengraaff:** Annual Report of the State Geologist of the South African Republic for the Year 1897. (Transactions of the Geological Society of South Africa. 4. 1898. 119—145<sup>1</sup>.)

Die vorliegende Mittheilung ist der erste seit der Anstellung eines Staatsgeologen für die Transvaalrepublik erschienene Bericht. Da er die Thätigkeit nur weniger Monate darstellt, so ist es wohl nur dem Umstand, dass MOLENGRAAFF schon von früheren Reisen her mit den geologischen Verhältnissen der Transvaalrepublik vertraut war, zuzuschreiben, dass darin bereits beachtenswerthe Ergebnisse zur Mittheilung gebracht werden konnten.

Nach einer kurzen, die Organisationsart der geologischen Landesaufnahme behandelnden Einleitung folgt ein Abschnitt, der sich mit der Reihenfolge der Schichten in der südlichen Hälfte der Republik beschäftigt.

Als unterstes, ältestes Schichtsystem fasst Verf. jetzt unter dem Namen Barberton-Formation das COHEN'sche Grundgebirge, die HATCH'sche Hospital Hill Series und die Witwatersrand-Schichten zusammen. Er hebt ganz besonders hervor, dass krystallinische Schiefergesteine sich nur in der Nachbarschaft der zweifellos intrusiven Granitmassive finden und dass an vielen Stellen, wie er schon früher gezeigt hatte, contactmetamorphe Höfe um die Granite nachzuweisen sind. Auch Dynamometamorphose hat nach ihm die eruptiven und die sedimentären Gesteine stark umgewandelt, so dass es oft schwer fällt, die Grenze zwischen beiden aufzufinden. Alle Schichten der Barberton-Formation sind steil aufgerichtet und gefaltet.

Discordant darüber und an vielen Stellen thatsächlich noch horizontal folgen die Schichten der SCHENCK'schen Cap-Formation. Doch haben auch diese an einigen Orten eine Störung erfahren, so z. B. am Magaliesberg, bei De Wets Drift und rings um das Granitmassiv von Vredefort. Verf. theilt jetzt die Cap-Formation von unten nach oben ein in 1. Black Reef

<sup>1</sup> Man vergleiche das Referat über H. HATCH. Dies. Jahrb. 1899. II. -271-.



Series, 2. Dolomit, 3. Magaliesberg (Gatsrand) oder Pretoria Series. Die Reihenfolge ist also dieselbe wie in der HATCH'schen Eintheilung, nur dass HATCH auch noch die Hospital Hill Series und die Witwatersrand-Schichten zur Cap-Formation rechnet.

Die Black Reef Series entspricht genau dem Tafelbergsandstein in der Capcolonie und Natal, dem Kantoorsandstein im östlichen Transvaal, und dem Drakensbergsandstein von Lydenburg. Sie transgredirt über die älteren Schichten und hat mit den discordant darunter liegenden Witwatersrand-Schichten nichts zu thun. Das früher von MOLENGRAAFF als Malmani-Dolomit bezeichnete Schichtsystem sollte nach einigen Beobachtern discordant über der Black Reef Series folgen. MOLENGRAAFF weist nun aber nach, dass es zweifellos concordant darüber liegt und aller Wahrscheinlichkeit nach selbst wieder concordant von den Pretoria-Schichten überlagert wird. In diesen wurden an einigen Stellen deutliche Anzeichen von Contactmetamorphose aufgefunden.

Über der Cap-Formation folgt wieder discordant die Karoo-Formation, von der Verf. bei Vryheid alle in der Capcolonie bekannten Abtheilungen, nämlich das Dvyka-Conglomerat, die Ecca-, Beaufort- und Molteno-Schichten auffand.

In einem zweiten Theil der Arbeit wird ein 257 km langes Profil in  $\frac{1}{400000}$  beschrieben, das bei Belfast beginnt, bis durch die Lebombo-Kette hindurchreicht, und dabei den Drakensberg durchschneidet. Es wurde längs der östlichen Eisenbahnlinie aufgenommen und ist in der That ein werthvoller Beitrag zur Kenntniss der Geologie von Südafrika. Es zeigt unter anderem durch Nachweis von contactmetamorphen Veränderungen im Liegenden und Hangenden der scheinbaren Diabaslager, dass diese wenigstens zum Theil als Lagergänge aufzufassen sind. Hinsichtlich der zahlreichen anderen Ergebnisse, die übrigens zum grössten Theil schon in der voranstehenden Übersicht über die Formationen zum Ausdruck gekommen sind, muss auf die Originalarbeit verwiesen werden.

In einem dritten Capitel wird das schon seit längerer Zeit bekannte Zinnsteinvorkommen von Swazieland genau beschrieben. Der Zinnstein tritt zusammen mit Korund in Pegmatitgängen auf, die an der Grenze zwischen Granit und contactmetamorphen Schiefen der Barberton-Formation sowohl den Granit wie die Schiefer durchsetzen. Die Zinnsteinkristalle haben meist nur die acht Flächen der Grundpyramide, sind aber nach einer Pyramidenkante stark verlängert, so dass sie wie monokline Krystalle erscheinen. Ihre Längsrichtung steht dann fast stets senkrecht auf dem Salband der Gänge. Der Korund tritt gleichfalls nur mit den Flächen des Grundrhomboëders auf und zeigt zahlreiche feine Linien parallel den Kanten, die auf Verzwilligung nach R  $\{10\bar{1}1\}$  beruhen. Auch in den Flussseifen treten Zinnerzkristalle von derselben Form oder schwach abgerundet durch nicht sehr weiten Transport auf, auch hier nicht selten zusammen mit Korund und ausserdem mit Monazit, Äschynit, Magnetit. Der Korund ist auf dieser secundären Lagerstätte, soweit er noch in Gesteinsbrocken sitzt, nicht selten aussen in ein weisses, aus Diaspor bestehendes Pulver um-

gewandelt. Sehr reiche Zinnseifen scheinen nicht vorhanden zu sein. Doch liefert die Umgebung von Embabaaan nicht unbeträchtliche Mengen von Zinn.

Von den in den Granitecontactzonen auftretenden nur kurz erwähnten metamorphen Gesteinen sind hervorzuheben schöne Staurolith- und Turmalin-führende Chloritschiefer aus der Umgebung von Darkton, und Granat- und Staurolith-führende Chlorit- und Talk-Schiefer bei Forbes' Reef.

Der letzte Abschnitt beschreibt den erst vor Kurzem entdeckten Diamanten-Fundort von Rietfontein in Transvaal: 3 km östlich von der Eisenbahnstation „Van der Merwe“ wird dort ein kreisförmiges Areal von etwa 75 m Durchmesser von einem Gestein gebildet, das mit dem Kimberlit (blue ground) der Capcolonie vollständig übereinstimmt und gleichfalls Diamanten führt. Doch ist bisher weder ihre Zahl sehr gross, noch ihr Werth beträchtlich. MOLENGRAAFF beobachtete folgende Mineralien in dem Gestein: Titaneisen, Pyrop, Chromdiopsid, Salit, Olivin, Serpentin, einen bronzefarbenen Glimmer (Vaalit) und Calcit. Das Gestein ist hier viel weniger als in Kimberley in „yellow ground“ zersetzt. An vielen Stellen ragt der harte blue ground an der Erdoberfläche frei heraus. Aus diesem Grunde ist es noch nicht möglich, vorauszusehen, ob die Ausbeutung des Vorkommens mit Erfolg geschehen kann. Dass es sich auch hier um eine verticale, cylindrische Durchschlagsröhre handelt, ist zweifellos. Von hohem Interesse ist die Beobachtung, dass die Gesteine, in denen der Kimberlit aufsetzt, den Pretoria-Schichten anzugehören scheinen. Sie bestehen aus kohlefreien Schichten von Quarzit, Schieferthon mit Lagern oder Lagergängen von Diabas, die sämtlich mit ungefähr 15° nach NNO. fallen. Da die ältesten, kohleenthaltenden Schichten des Transvaal erst in der über den Pretoria-Schichten folgenden Karrooformation auftreten, so würde sich, wenn sich MOLENGRAAFF's von ihm selbst noch nicht als absolut sicher bezeichnete Deutung der Schichten bestätigt, die Hypothese H. CARVILL LEWIS' von der Entstehung der Diamanten des blue ground durch Aufnahme von kohleführenden Bruchstücken des Nebengesteins nicht mehr halten lassen.

Wilhelm Salomon.

## Stratigraphie.

### Allgemeines.

**E. Renevier:** Chronographe géologique. 12 tableaux en couleurs avec Texte explicatif. (Compte Rendu du 6ième Congrès géol. internat. Lausanne 1897.)

—, Resumé du Chronographe géologique. (Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 33. No. 123. 30—36. 1897.)

Die grosse, aus 12 aneinanderfügbaren Blättern bestehende stratigraphische Tabelle sollte eigentlich eine zweite Auflage des schon vor mehr als 20 Jahren vom Verf. publicirten „Tableau des Terrains sédimentaires“ (Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 1874. t. XIII) sein.

Wie damals sind die einzelnen Tabellen systemweise auf Farbenpapier gedruckt, deren Nuancen der conventionellen Farbenscala entsprechen.

Während aber beim „Tableau des Terrains sédimentaires“ die Farbenscala der Schweizerischen geologischen Karte zur Verwendung kam, so ist bei dieser neuen Auflage die internationale Farbenreihe angewandt worden, welche übrigens von der schweizerischen nur wenig abweicht.

Indem aber der Verf. den Titel der neuen Formationstabelle abgeändert hat, hat er auch deren Zusammenstellung gründlich modificirt, so dass es sich hier um ein ganz neues Werk handelt.

Das „Tableau des Terrains sédimentaires“ wies neben den in verticaler Reihenfolge aufgezählten stratigraphischen Stufen und Gruppenbenennungen in horizontaler Richtung zuerst die wichtigsten Fossilien (Leitfossilien), dann kurze Angaben über die bekanntesten gleichalterigen Gebilde des europäischen Continents und speciell der Schweiz auf. Diese geographisch angeordneten Angaben über die horizontale Verbreitung der verschiedenen Formationen finden sich im „Chronographe“ nicht wieder, vielmehr sind die Formationen nach ihren Faciesverschiedenheiten classificirt worden. So werden für jede der 79 Stufen 10 verschiedene Faciestypen aufgezählt und durch Beispiele aus allen Gebieten der Erde versinnlicht.

Verf. theilt die Formationen in 3 Haupttypen ein: 1. Oceanische oder zoogene Gebilde; 2. detritische oder terrigene Gebilde; 3. terrestre, d. h. Land- und Brackwasserfacies (Binnenfacies).

Die Grundlage dieser Classification ist folgende:

Oceanische oder zoogene Gebilde:	{	Abyssaler Typus, Ricifaler Typus (Calcaire), Pelagaler Typus (kalkig).
Detritische oder terrigenen Gebilde:	{	Bathialer Typus (thonig), Littoraler Typus I (mergelkalkig), „          II (sandig).
Terrestre Gebilde:	{	Lagunaler Typus (halogen), Esturialer Typus (brackisch), Limnaler Typus (Süsswasser), Aërialer Typus (Landgebilde).

So scharf auch solche Faciesunterschiede für einzelne Schichten oftmals aneinandergehalten werden können, so schwer muss es aber auch sein, eine nur aus der Literatur bekannte Stufe in die eine oder die andere Abtheilung einzureihen. Wenn schon oft grosse Schwierigkeiten obliegen, die zeitliche Grenze zwischen entfernten Schichtenfolgen herauszufinden, so ist dies noch um so mehr der Fall, wenn es sich darum handelt, facielle Gleichartigkeit zu erkennen. Oft ist eine Stufe am gleichen Orte im unteren Theil in einer anderen Facies entwickelt als in der Mitte und oben. So kommen also die verschiedenen Lager derselben Schichtenreihe in verschiedene Columnen, was die Übersichtlichkeit der Zusammenstellung wohl beeinträchtigen dürfte.



Die Bedeutung der neuen Auflage des Tableau des Terrains sédimentaires ist durch diese grundverschiedene Classification der horizontalen Verbreitung auch eine ganz andere geworden. Deshalb hat Verf. auch den Namen Chronographe eingeführt, wodurch ausgedrückt werden soll, dass diese Tabelle alle seit den ältesten Zeiten bis jetzt in verticaler Reihe sich folgenden Stufen, je in den verschiedensten gleichzeitigen Entwicklungsformen (Facies), zur Darstellung bringe. Im begleitenden Text werden die ausgeschiedenen Faciestypen erklärt und begründet.

Jede der Stufen und Unterstufen hat in den verschiedenen Ländern eigene Bezeichnungen erhalten, welche auch meist in den Druck gekommen sind. Verf. hat die bekanntesten und gebräuchlichsten Stufenbenennungen gewählt. Zur leichten Auffindung der unzähligen Synonyme enthält der Text ein stratigraphisches Register, in welchem alle bis jetzt bekannten Stufen- und Abtheilungsbezeichnungen alphabetisch angeordnet sind. Durch Fettdruck der im „Chronographe“ adoptirten Benennung wird auf diese hingewiesen. Zugleich wird das Datum des Erscheinens und der Autor der Stufenamen angegeben. Dieses Verzeichniss wird gewiss Jedem recht willkommen sein.

H. Schardt.

## Cambrische Formation.

G. F. Matthew: Recent discoveries in the St. John group, No. 2. Mit 1 Taf. (Bull. nat. hist. soc. New Brunswick. 16. 1898. 32—43.)

Der erste Theil des Aufsatzes beschäftigt sich mit der sogen. *Protolenus*-Fauna, der ältesten bis jetzt in Neu-Braunschweig bekannten cambrischen Fauna (vergl. dies. Jahrb. 1897. I. -322-). Nach den heutigen Kenntnissen setzt dieselbe sich aus folgenden Elementen zusammen:

Foraminiferen: *Orbulina* 4, *Globigerina* 4<sup>1</sup>.

Spongida: *Monadites*, *Protospongia*, *Astrocladia*?

Brachiopoda: *Lingulella* 2, *Lingulella*? 2, *Obolus*, *Bostfordia*, *Trematobolus*, *Protosiphon*, *Obolella*, *Linnarssonina*, *Acrotreta* 2, *Acrothele*.

Mollusca: *Hyolithellus*?, *Coleoides*?, *Orthotheca*, *Hyolithes* 5, *Diplothea* 2, *Pelagiella*, *Volborthella*.

Ostracoda: *Hipponicharion* 3, *Beyrichona* 6, *Aparchites* 2, *Primitia* 4, *Schmidtella*, *Leperditia* 4, *Beyrichia*.

Phyllopora: *Lepiditta*.

Trilobita: *Protagraulos*, *Ellipsocephalus* 3, *Micmacca* 4, *Avalonia*, *Protolenus* 2, subgen. *Bergeronia* 2.

Sehr bemerkenswerth ist der primitive Charakter aller Trilobiten, wie er sich besonders äussert in 1. der langen, cylindrischen Glabella, 2. mit der Glabella confluenten Augensockeln, 3. der Schmalheit der be-

<sup>1</sup> Die beigefügten Zahlen geben die Anzahl der Species an.

weglichen Wangen, 4. der Kürze der Pleuren und 5. der Kürze des Pygidiums. Auch die Brachiopoden besitzen ein primitives Gepräge. Die meisten sind sehr klein; die grösseren gehören zu den Oboliden und Siphonotretiden. Sehr merkwürdig ist die starke Vertretung der Foraminiferen (darunter die beiden noch lebenden Gattungen *Orbulina* und *Globigerina*).

Der zweite Theil des Aufsatzes bringt eine geologische Kartenskizze des Kennebecasis-Thales mit seinen präcambrischen Gesteinen (laurentischer Gneiss mit intrusiven Graniten etc. und jüngere [algonkische?] Effusivgebilde), sowie cambrischen (St. John group) und carbonischen Ablagerungen.

Bei Besprechung des Cambriums wird der jüngst gelungene Nachweis der im acadischen Cambrium bisher unbekanntten oberen *Paradoxides*-Schichten Schwedens mit den Gattungen *Anomocare*, *Dolichometopus* und *Dorypyge*<sup>1</sup> bekannt gemacht. Eine andere interessante Entdeckung besteht in der Auffindung zweier kleinen Trilobiten, *Acantholenus spiniger*, *Anomacare stenotooides*, die, wenigstens soweit ihr Kopfschild in Betracht kommt, in den frühesten Entwicklungsstadien unterscheidbar sind und erst später an ihren Pygidien, die bei dem einen die Form von *Olenus*, beim zweiten die von *Anomocare* annehmen, unterschieden werden können. „Wir sehen an diesem Beispiel, wie nicht nur zwei Species, sondern auch zwei Gattungen aus einer und derselben Wurzel entspringen können.“

Kayser.

P. A. Oyen: Rondesparagmiten. (Nyt Magaz. f. Naturv. 36. 249—262. 1898.)

Die vom Verf. untersuchten Gesteinsproben des im südlichen Norwegen in den Ronder und deren nächster Umgebung anstehenden Rondesparagmits, dessen Stellung innerhalb der Formationsreihe noch nicht völlig geklärt ist, sind grau in verschiedenen Schattirungen, z. Th. mit einem Stich ins Röthliche oder Grünliche versehen; in einem Falle ist die Farbe dunkelgrün. Das Korn ist fein, so dass das Gestein makroskopisch ein mehr oder weniger dichtes, mitunter sogar fast hornsteinartiges Aussehen gewinnt. U. d. M. treten als Hauptgemengtheile Quarz und Feldspath hervor. Zu diesen gesellt sich untergeordnet Muscovit und als accessorische Bestandtheile Magnetit, seltener Titanit und Epidot, welch letzteres Mineral wahrscheinlich als ein Umwandlungsproduct von Feldspath anzusehen ist. Die Quarzindividuen löschen mit seltenen Ausnahmen undulirend aus. Feldspath tritt auf als Orthoklas, Plagioklas und Mikroklin und ist mehr oder weniger kaolinisirt; vielfach sind seine Krystalle fingerförmig untereinander verwachsen. Die grösseren Körner von Quarz und Feldspath bringen in den meisten Fällen eine deutlich anisomere Structur hervor.

<sup>1</sup> Eine Form des Mittelcambriums in China und dem westlichen Nordamerika.

Pressungsphänomene mit oder ohne Linsen- und Augenstructur sind etwas sehr Gewöhnliches.

KJERULF's „Rostens Breccie“ ist ein Conglomerat, dessen Zwischenmasse auffällig übereinstimmt mit der in der Rondegegend auftretenden „Bruchstückfelsart“. Verf. hält es für möglich, dass hier eine alte glaciale Bildung vorliege.

Die charakteristische „Bruchstückstructur“, welche zu der Bezeichnung „Sparagmit“ Anlass gegeben hat, ist ein dem ganzen Gebiet gemeinsamer Zug. Ein Vergleich der Proben zeigt indessen, dass die mechanische Kraftwirkung und die regionalmetamorphosirenden Kräfte nicht überall ganz die gleichen waren.

J. Martin.

P. A. Jonson och T. Hil Gumaelius: Några geologiska notiser från en vandring i trakten vester om Ströms Vattudal. (Geol. För. i Stockholm. Förh. 20. 40—43. Taf. 1. 1898.)

A. G. Högbom: Om sparagmiterna vester om Ströms Vattudal. (Ibid. 108—110. 1898.)

Auf einer Excursion besuchten die Verff. das westlich von Ströms Vattudal gelegene schwedische Hochgebirge und fanden dort, wie ihre Kartenskizze zeigt, von Osten nach Westen eine Zone silurischer Sedimente, darauf eine solche von Quarzit und Sparagmit, drittens krystalline Gesteine, insbesondere Granit und Porphyre, und schliesslich stark schieferige, den vorigen ähnliche Felsarten. Diese Einzeichnung und Auffassung weicht z. Th. von der HÖGBOM'schen Karte und Betrachtungsweise des Sparagmitgebietes ab, besonders in der Eintheilung der rothen und grauen Sparagmite, weshalb HÖGBOM in einer kurzen Erwiderung seine Ansicht vertheidigt.

Deecke.

## Silurische Formation.

C. J. Gardiner and S. H. Reynolds: The Bala Beds and Associated Igneous Rocks of Lambay Island, Co. Dublin. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 54. 135—148. Pl. IX. 1898.)

Die kleine Lambay-Insel an der irischen Ostküste, etwa 10 engl. Meilen nördlich von Dublin, ist von den Verf. untersucht und im Maassstabe von 4 engl. Meilen zu einem engl. Zoll kartirt worden (vergl. die der Arbeit beigegebene Tafel).

Sie besteht zum grössten Theile aus Eruptivgesteinen; ein weitaus kleinerer Theil wird von Schiefen und Kalksteinen der Bala-Schichten [oberstes Untersilur] gebildet. Ein nicht unbeträchtlicher Theil der anstehenden Gesteine wird aber durch diluviale Ablagerungen der Beobachtung entzogen.

In den Schiefen wurden Graptolithen und *Orthis biforata*, in den Kalksteinen *Favosites* sp., *Halysites catenularia* LINN., *Heliolites megastoma* M'COY?, *Rafinesquina expansa* Sow. (kleine Varietät) gefunden. Ausser



Schiefern und Kalksteinen treten noch Tuffe und Tuffconglomerate auf, in denen ausser Blöcken von Eruptivgesteinen auch solche der sedimentären Gebilde und zwar zum Theil mit wohl erhaltenen Fossilien beobachtet wurden. In den Conglomeraten wurden *Calymene* sp., *Iliaenus* sp.?, *Remopleurides* sp., *Trinucleus* sp., *Tiresias* sp. gefunden. Die Bestimmungen der Fossilien wurden von F. R. COWPER REED ausgeführt. Eine vollständige Liste der bis zum Jahre 1861 von der Insel bekannt gewordenen Versteinerungen enthält die Abhandlung zu Sheet 102 der geologischen Karte von Irland.

Die Eruptivgesteine werden von den Verf. in drei Gruppen eingetheilt, 1. „Fragmental Rocks“ [Tuffe], 2. „Andesitic Rocks“, 3. „The coarse Porphyrite“, das bekannte, schon von LASAULX<sup>1</sup> beschriebene und von ihm als „Diabasporyrit“ bezeichnete Gestein von Lambay.

Die Eruption aller dieser Gesteine fällt in die Zeit der Ablagerung der Bala-Schichten, in denen sie allerdings mitunter auch intrusiv auftreten, und von denen sie dann Bruchstücke umschlossen und metamorphosirt haben. Der „coarse Porphyrite“ soll meist gangförmig in den „Andesites“ aufsetzen, aber doch auch an einigen Stellen die Erdoberfläche erreicht haben.

Die „Andesites“ sind so zersetzt, dass die ursprünglichen farbigen Gemengtheile der Grundmasse nicht mehr bestimmt werden konnten. Als Einsprenglinge treten fast überall, wenn auch nur selten dem unbewaffneten Auge erkennbar, unbestimmbare Plagioklase auf. An einer Reihe von Punkten gesellen sich zu diesen ziemlich grosse, bis 9 mm Länge erreichende, nicht näher bestimmte monokline Augite, an einer Stelle der Ostküste, bei Kiln Point, in Bastit umgewandelte Hypersthenkrystalle. Die Verf. unterscheiden diese Varietäten als „Augitandesite“ und „Hypersthenandesite“. Die ersteren sind auf der Karte besonders eingezeichnet, scheinen aber durch Übergänge mit dem nur Feldspatheinsprenglinge besitzenden Haupttypus der Insel verbunden zu sein. Fluidalstructur und Hohlräume (Mandeln) treten an einigen Stellen in den Gesteinen auf, von denen es bei dem Fehlen chemischer Analysen und bei der weit vorgeschrittenen Zersetzung zweifelhaft bleiben muss, ob sie besser zu den Augitporphyriten oder den Melaphyren zu stellen sind.

Der „coarse Porphyrite“, so genannt wegen der Grösse der Einsprenglinge, tritt an vielen Stellen der Insel, aber nur an wenigen auf grössere Strecken hin auf. In einer dichten, meist grünen Grundmasse liegen Augiteinsprenglinge und tafelförmige, zum Labrador gehörige Plagioklaskrystalle, die an einer Stelle bis 23 mm Durchmesser erreichen. Die Grundmasse besteht aus leistenförmigen Feldspäthen und Augitkörnern. Ihre Structur wird merkwürdigerweise ebenso wie die der Grundmassen der „Andesites“ als „micropoikilitic“ bezeichnet. Doch bezieht sich das (nach p. 144 unten) wohl nur auf secundäre Verwitterungsproducte. Auch dieses Gestein besitzt an vielen Stellen eine deutliche Mandelsteinstructur.

<sup>1</sup> TSCHERM. Mittheilungen. 1878. p. 419.

Die Tuffe weisen alle Abstufungen von feinen Aschen bis zu Agglomeraten grosser Bruchstücke auf. Sie enthalten Fragmente der beiden beschriebenen Gesteine.

Verwerfungen wurden von den Verf. an mehreren Stellen der Insel mit Sicherheit nachgewiesen.

Chemische Untersuchungen wurden nicht ausgeführt.

Wilhelm Salomon.

## Devonische Formation.

**Th. Tschernyschew und N. Jakowlew:** Die Kalksteinfauna des Cap Grebeni auf der Insel Waigatsch und des Flusses Nechwatowa auf Nowaja-Semlja. (Verh. d. k. russ. Min. Ges. 36. 1899. 55—99. t. VI—VIII.)

Der erste Theil der Arbeit ist der Fauna vom Cap Grebeni gewidmet. Sie stammt von der Expedition, die NORDENSKIÖLD 1875 nach der Jenissei-Mündung unternahm. Die Versteinerungen liegen theils in einem hellen, thonigen Kalkstein, der sehr viele Brachiopoden einschliesst, theils in einem schwärzlichgrauen Kalk, der reich ist an *Whitfieldella didyma*, Trilobiten und Leperditien.

Aus dem ersten Horizont beschreiben die Verf.: *Spirifer elegans* STEINING., *Sp. waigatschensis* n. sp., zur Gruppe der gleichzeitig radial gerippten und gefalteten Formen gehörig, *Sp. aff. undifer* var. *undulatus* F. ROEM., *Atrypa waigatschensis* LINDSTR., feinrippig, von *Orthis*-artigem Habitus, *Rhynchonella livonica* v. BUCH, *Orthis striatula* SCHL. Diese Fauna gehört unzweifelhaft dem oberen Mitteldevon an und ist derjenigen der uralischen Kalke mit *Spirifer Anosofi* und *Stringocephalus Burtini* gleichalterig.

Aus dem zweiten Horizont werden beschrieben: *Proëtus waigatschensis* n. sp., verwandt mit dem obersilurischen *conspersus* ANG. und *delphinulus* HALL aus dem Oberhelderberg, *Lichas (Dicranogmus) Lindströmi* n. sp., *Leperditia Nordenskiöldi* FR. SCHMIDT, *Beyrichia* sp., *Leptodomus striatulus* n. sp., nächstverwandt *striatulus* von Daleiden, *Ctenodonta?* sp., *Spirifer parvulus* n. sp., *Whitfieldella didyma* DALM. und n. var. *lata*, *Meristella?* n. sp., *Atrypa reticularis* L. und *aspera* SCHL. Dazu kommen noch *Leperditia waigatschensis* FR. SCHMIDT, *Favosites Forbesi* E. H. und *Syringopora fenestrata* LINDSTR. Die Altersbestimmung dieser Fauna ist etwas schwieriger. Die Untergattung *Dicranogmus* ist bisher nur aus dem Obersilur bekannt, für das in Westeuropa auch *Whitfieldella didyma* bezeichnend ist. Im Ural aber tritt *Wh. didyma* zusammen mit sehr ähnlichen Leperditien im Hercyn auf. Auch *Leptodomus borealis* spricht für Devon. Besonders aber fällt zu Gunsten dieses letzten ins Gewicht, dass das nächstgelegene Obersilur, das des nördlichen Timan, keine Ähnlichkeit mit der in Rede stehenden Fauna zeigt. Es ist darum wahrscheinlicher, dass die *Didyma*-Schichten auf

Waigatsch dasselbe Alter haben, wie im Ural, zumal die Schichten der genannten Insel nur als unmittelbare Fortsetzung der uralischen aufgefasst werden können. Die Verf. weisen daher die fragliche Fauna dem oberen Unterdevon oder dem älteren Mitteldevon zu.

Der zweite Theil der Abhandlung behandelt die Fauna vom Fluss Nechwatowa im südlichen Nowaja-Semlja. Sie wurde schon 1837 von BAER und LEHMANN gesammelt, ohne indes bisher genauer bearbeitet worden zu sein. Hier werden beschrieben: *Leperditia Nordenskiöldi* SCHM., die auch auf Waigatsch so häufige Art, *Orthoceras cinctum* Sow. (eine untercarbonische Form), *O. cf. tentaculare* PHILL. (Oberdevon), *O. sp.*, *Platyceras sp.*, *Cardiola Lehmanni* n. sp., *Liopteria Conradi* HALL?, *Syringopora aff. tabulata* E. H. Trotz ihrer geringen Zahl weisen diese Arten ziemlich bestimmt auf ein mittel- oder oberdevonisches Alter der betreffenden Kalksteine hin. Kaiser.

---

**R. Hundt:** Die Gliederung des Mitteldevon am Nordwestrande der Attendorn—Elsper Doppelmulde. Mit 1 geol. Karte. (Verh. naturh. Ver. Rheinland-Westf. 54. Jahrg. 1897. 205—242.)

Auch diese Arbeit erstrebt auf Grund zahlreicher schätzbarer Einzelbeobachtungen eine Gliederung des Lenneschiefers. Verf. hat sich nach Kräften bemüht, die grossen, mit dieser Aufgabe verbundenen Schwierigkeiten zu überwinden. Indes ohne rechten Erfolg: man erhält vielmehr den Eindruck, dass in der Scheidung der Gesteine und Faunen noch ein grosser Wirrwar herrscht. WINTERFELD stellt die sogen. *Caiqua*-Schicht an die Basis des Mitteldevon, HUNDT spricht sie, wohl mit mehr Recht, für erheblich jünger an. Nur eine detaillirte, über grosse Flächen ausgedehnte Kartirung des Lenneschiefers durch erfahrene, mit der Palaeontologie des rheinischen Devon durchaus vertraute Geologen kann in dieses Chaos Ordnung bringen.

Verf. gliedert folgendermaassen: Obere Coblenzschichten; Unterer Lenneschiefer (Ebbeschichten = *Orthoceras*-Schiefer SCHULZ); Oberer Lenneschiefer mit a) kalkigen Spongophyllen-Schichten, b) sandigen Crinoiden-Schichten und c) sandigen oder kalkig-sandigen *Actinocystis*- und *Caiqua*-[*Newberrya amygdala*-] Schichten; Massen- oder Stringocephalenkalk; Oberdevon; Culm und flötzleerer Sandstein.

Der vom Verf. angenommene Verlauf der Bruchlinie, die das Unterdevon im SO. der Doppelmulde von den jüngeren Ablagerungen scheiden soll, erscheint wenig glaubwürdig; wahrscheinlich sind ausser den streichenden hier noch Querverwerfungen, die HUNDT übersehen hat, im Spiele. Dass die Porphyroid führenden Schichten von Bilstein nicht dem Obercoblenz angehören, sondern den weit älteren Siegener Schichten, hat Ref. vor einigen Jahren in einer dem Verf. offenbar unbekannt gebliebenen Arbeit bekannt gemacht. Die Versteinerungslisten der verschiedenen Stufen enthalten z. Th. Arten, deren Zusammenvorkommen nach allen sonstigen Erfahrungen durchaus unwahrscheinlich ist. So, wenn aus den *Spongophyllum*-



Schichten *Spirifer speciosus* und *curvatus* (Arten der *Calceola*-Schichten) und zugleich *Sp. mediotextus* und *Dechenella Verneuili* (Leitformen des unteren Stringocephalenkalkes) angegeben werden. Kayser.

**Fr. Winterfeld:** Der Lenneschiefer, geologische Studien des Bergschen Landes. I. (Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1898. 1—53.)

Auf Grund zahlreicher Einzelbeobachtungen, die sich namentlich auf die Umrandung der Paffrather Kalkmulde, sowie die Umgebung von Gummersbach und Lindlar beziehen, versucht der Verf. hier eine neue Gliederung der mächtigen und mannigfaltig zusammengesetzten, durch v. DECHEN unter dem Namen Lenneschiefer zusammengefassten Schichtenfolge zu geben. Er kommt dabei zu demselben Ergebniss wie schon früher (dies. Jahrb. 1897. I. - 493 -), dass die fragliche Schicht nicht, wie dies jetzt die herrschende Ansicht ist, in der Hauptsache dem unteren Stringocephalenkalk gleichsteht, sondern ausserdem das untere Mitteldevon mitvertritt.

WINTERFELD gliedert folgendermaassen:

8. Oberdevon. Kalke und Schiefer im Hornbachthale (Paffrather Mulde).
7. Kalkige Schichten mit *Uncites gryphus* und *Amphipora ramosa*.
6. c) Quadrigeminum-Kalk,
  - b) schieferige Schichten mit *Spirifer mediotextus*,
  - a) rothe, eisenschüssige Schiefer.
5. Hexagonum-Schichten von Refrath.
4. Gladbacher Kalk mit *Uncites Paulinae*, *Terebratula caigua*<sup>1</sup>, *Maeneceras terebratum*, *Stringocephalus Burtini* etc.
3. Crinoiden-Schichten.
2. Thonschiefer und kalkige Schichten von Gummersbach, Breun u. s. w. mit der Fauna der *Calceola*-Schichten.
1. Lindlarer Schichten (Grauwackensandsteine von etwa 1000 m Mächtigkeit), nach Verf. an der Grenze von Mittel- und Unterdevon liegend.

Nach früheren Erfahrungen, sowie nach den Eindrücken, die ich von mehreren, im Frühjahr 1898 unter der freundlichen Führung des Verf.'s ausgeführten Ausflügen im bergischen Lande mitgebracht habe, wird noch viel Zeit vergehen, ehe die Gliederung des Paffrather Kalks und seiner Unterlage, der Lenneschiefer, endgültig festgestellt sein wird.

Als jünger wie die Lenneschiefer betrachtet WINTERFELD hellfarbige, vielfach erz- (Blei, Zink etc.) führende, vermeintlich discordant über den

<sup>1</sup> Ich bin mit FRECH der Ansicht, dass die sehr gross und breit werdende *Terebratula caigua* ARCH et VERN. aus dem Paffrather Kalk verschieden ist von der gewöhnlich mit demselben Namen belegten Form aus dem unteren Stringocephalenkalk der Eifel. *Ter. amygdalina* STEINING., sowie auch von *Ter. amygdala* GF. aus dem „Lindlarer Gestein“ WINTERFELD's von Lindlar und vielen anderen Punkten. Es scheint mir indes sehr zweifelhaft, ob diese beiden letztgenannten, zur Gattung *Newberrya* gehörigen Formen sich auf die Dauer werden trennen lassen.

genannten Schiefen liegende, unter Anderem auch bei Bensberg auftretende Sandsteine. Sie werden als „Lüderichgestein“ bezeichnet und der Trias zugerechnet. Auf meinen oben erwähnten Ausflügen habe ich dem Verf. meine ernstlichen Bedenken gegen diese Auffassung ausgesprochen, und in der That theilte Herr WINTERFELD mir vor Kurzem mit, dass die inzwischen geglückte Auffindung von mittel- [oder unter-] devonischen Versteinerungen keinen Zweifel mehr am devonischen Alter des Lüderichgesteins erlaube.

Erwähnung verdient noch ein grosser, noch auf dem Kiefer aufsitzender Placodermenzahn, den Verf. im Paffrather Kalk gefunden hat und p. 29 abbildet. Nach KOKEN's Bestimmung steht er *Typodus glaber* H. v. MEY. sehr nahe.

Kayser.

## Triasformation.

**A. Tornquist:** Neue Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Umgebung von Recoaro und Schio (im Vicentin). III. Der Spitzkalk. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 51. 341—377. Taf. 18—22. 1899; dies. Jahrb. 1900. I. -115-.)

Die unter dem *Subnodusus*-Horizont liegenden, oft eine scharfe Terrasse bildenden sogen. Spitzkalke sind der Gegenstand dieses dritten Aufsatzes. Diese Lage ist früher theils mit dem Esino-Kalk, theils mit Schlerndolomit und Wettersteinkalk identificirt, soll aber das Niveau der eigentlichen, tieferen Buchensteiner Schichten, wie sie in Judicarien entwickelt sind, darstellen. Trotz der Fossilarmuth ist eine kleine, z. Th. auch abgebildete Fauna bekannt geworden, aus der folgende Arten hervorgehoben sein mögen. Neben *Diplopora annulata* und *multiserialis* kommt noch eine Art mit trichterförmig ineinander gesteckten Gliedern, *D. vicentina* n. sp., vor, welche mit *D. infundibuliformis* GÜMB. zu einer besonderen, den Annulaten gegenüberstehenden Gruppe der Infundibuliformes vereinigt wird. Einige gesteinsbildende Körper sehen wie Lithothamnien aus und werden als ?*Lithothamnium triadicum* beschrieben. Neu sind *Bigenerina triadica*, *Thecosmilia spizzensis*, *Cryptonerita multispiralis*, *Pecten trettensis*, *Pleuonectites Beyrichi*, *Myoconcha Ecki*. Ausserdem sind mehrere *Naticopsis*, *Loxonema* cf. *Schlottheimi*, *Spirigera trigonella*, *Daonella paucicostata* beschrieben. Im Ganzen ist die Fauna zur Altersbestimmung wenig geeignet, sie ist eine facielle, wie sie in vielen nahezu gleichalterigen triadischen weissen Kalken auftritt, im Ganzen nur 20 Arten. Von altersbestimmender Bedeutung sind nur 5 Arten des Marmolata-Kalkes und *Spiriferina Mentzeli* und *Spirigera trigonella*. Die Frage nach dem Alter des Marmolata-Kalkes soll aber noch discutirbar und das eigentliche Buchensteiner Niveau mit *Protrachyceras Reitzi* in diesem Complex enthalten sein. Im ausseralpinen Gebiet würden etwa die im Liegenden der Thonplatten befindlichen Trochitenkalke zu betrachten sein.

Deecke.

**E. W. Benecke:** Lettenkohlen-Gruppe und Lunzer Schichten. (Berichte d. naturf. Ges. Freiburg i. B. 10. Heft 2. 109 ff.)

**A. Bittner:** Über die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteins in der Triasformation. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1897. 47. Heft 3. 429 ff.)

Die Beunruhigung über die Gliederung der alpinen Trias hat dem Gefühle Platz gemacht, dass die halbe Volte der von MOJSISOVICS unter mehrfach wechselnder Form gegebenen Eintheilung ohne Consequenzen für das Ganze ist. Allgemein wird jetzt die einfache Gliederung bewahrt gefunden, auf welche in den älteren Arbeiten von HAUER, STUR, v. RICHTHOFEN, BENECKE, BITTNER u. a. immer wieder hingewiesen wurde. In dem Bewusstsein neugewonnener Sicherheit wird von mehreren Seiten auch wieder versucht, die alpine Trias mit der germanischen in Einklang zu bringen. Sind die Verhältnisse während der Bildung auch noch so verschieden gewesen, und ist das germanische Triasbecken auch nur ein kleines Divertikel an dem grossen Weltmeere, so war doch die Verbindung niemals so völlig unterbrochen, dass nicht die Veränderungen im grossen Oceane ihre Rückwirkungen ausgeübt hätten. Auch drängt das historische Gefühl darauf hin, die von den Begründern unserer Geologie aufgestellten Bezeichnungen zu allgemein gültigen chronologischen Begriffen umzuwandeln. Und selbst wenn wir davon Abstand nehmen wollen, von alpinem Keuper etwa zu reden, so wird man doch nicht unversucht lassen dürfen, die chronologischen Parallelen zu ziehen. So klein und unbedeutend ist die germanische Trias doch auch nicht, dass sie einfach in die Ecke gestellt werden dürfte. Leider ist bisher eine Übereinstimmung nicht zu erzielen gewesen, indes bezieht sich dies Divergiren besonders auf die oberen Triasabschnitte. Die Abhandlung von BENECKE hat sofort eine lebhafte Entgegnung von BITTNER hervorgerufen, und wenn wir so die besten Kenner der alpinen Trias uneinig sehen, so sind die Chancen für eine allgemein befriedigende Lösung nicht gerade günstig. BENECKE geht von dem Gesichtspunkte aus, dass die Deutung der Lunzer Schichten als Aequivalent der Lettenkohle durch die Flora nicht bewiesen werden kann, da diese im Schilfsandstein mit denselben Zügen wiederkehrt. Wenn man also nach den Lunzer Schichten auch ihre Aequivalente, die Raibler, mit der Lettenkohle vergleicht, so gebraucht man als Argument, was erst bewiesen werden sollte. Ein faunistischer Beweis steht noch aus. Unsere Lettenkohle ist in der Nähe eines Meeres abgelagert, das noch Muschelkalkfauna enthielt; jede Verbindung mit diesem bringt uns die Leitfossilien des Muschelkalks bis zum abschliessenden Dolomit. QUENSTEDT hat auf die enge Zusammengehörigkeit der beiden Gruppen hingewiesen, und auch BENECKE würde sich nicht sträuben, den germanischen Muschelkalk so zu erweitern, dass er die Lettenkohle mit einschliesst. In diesem Sinne lässt er auch gelten, dass man die Marmolata-, Esino-Kalke und andere als Muschelkalk bezeichnet. Dagegen bestreitet er, dass man den alpinen Muschelkalk, um die ladinische Stufe erweitert, dem deutschen Muschelkalk im gewöhnlichen Sinne gleichsetzen könne. Es ist schliess-



lich doch immer die Gruppe der Lettenkohle, mit der die ladinischen Schichten zu vergleichen sind. Damit rückt aber der Raibler Horizont in den des Keupers, und die Lunzer Schichten werden ungefähres Aequivalent des Schilfsandsteins, nicht des Lettenkohlendsteins. Damit stimmt auch das Vorkommen von *Myophoria Kefersteini* und *Corbula Rosthorni* im fränkischen Keuper, und ferner, dass die charakteristischen (deutschen) Muschelkalkformen in den Alpen nicht über die Buchensteiner Kalke nach oben reichen. „An der Basis des deutschen Gypskeupers liegt der Grenz-dolomit mit einer Muschelkalkfauna. In den Alpen fehlt uns eine solche in den zunächst unter den Raibler Schichten liegenden marinen Bildungen.“

Der Zusammenhang des fränkisch-schwäbischen Keupermeeres mit dem südlichen, das heutige Alpengebiet bedeckenden, wäre auf der Südseite des jetzigen Gebirges zu suchen, denn *Myophoria Kefersteini* ist eine wesentlich südalpine Form, und auch *Ceratites nodosus* hat sich bisher nur im Süden gefunden. Der vindelicische Rücken (GÜMBEL) mag bei Trennung und Verbindung der Gebiete eine gewisse Rolle gespielt haben, ebenso als Heim und Zuflucht der Pflanzen und in der Differenzirung der Lebensbedingungen für die Meeresthiere.

Es ist hier eine bestimmte Ansicht ausgesprochen, und es ist an sich gleichgültig, ob diese im Zusammenhange mit der anderer Autoren steht, oder als Reminiscenz aus alter Zeit aufzufassen ist, oder ob der Autor mit ihr von früher gethanen Aussprüchen abweicht. Ich gehe daher auf die historische Seite der BITTNER'schen Schrift nicht weiter ein. Ein in den Vordergrund gestellter Satz bei BITTNER ist der, dass die deutsche Trias naturgemäss fünf Hauptgruppen enthält, was mit der jetzt acceptirten Fünfftheilung der alpinen Trias so sehr übereinstimme, dass „diese Übereinstimmung keine zufällige, sondern eine in den natürlichen Verhältnissen begründete“ sein muss. Hiernach kommen ohne Weiteres die Lunz-Raibler Schichten mit der mittleren Gruppe der deutschen Trias, der Lettenkohle, in Deckung. Rein theoretische Reflexionen über die Gliederung der Trias mittelst palaeontologischer Hilfsmittel haben nach ihm weder in Deutschland noch in den Alpen zur Ausscheidung fünf natürlicher Gruppen geführt, sondern die stratigraphische Beobachtung im Felde. Er weist u. A. auch auf das Auftreten von *Trigonodus* im oberen Muschelkalk hin — niemand denkt daran, deswegen hier den Keuper beginnen zu lassen. So hat auch die „Superstitenfauna“ in der Lettenkohle nicht verhindert, diese vom Muschelkalk zu trennen. Das Vorkommen der *Myophoria Kefersteini* ist nach BITTNER eher gegen als für BENECKE zu verwenden. Sie ist mit *Corbula (Myophoriopsis)* in der Bleiglanzbank gefunden, welche unter dem Schilfsandsteinniveau den Gypskeuper durchzieht. Der Schilfsandstein liegt also über dem Aequivalent der Raibler Schichten, die Lunzer Schichten aber unter „einem grossen Theil der Raibler Schichten in deren weiterer Fassung, nämlich unter den Torer und Opponitzer Schichten“. Man käme somit auf einem Umwege wieder zu dem Vergleich:

Hauptdolomit	Schilfsandstein
Opponitzer Kalk	Gypskeuper
Lunzer Sandstein	Lettenkohle

BITTNER weist dann darauf hin, dass die Formen der Cassianer etc. Schichten bis in die *Cardita*-Oolithe steigen, also hier genau dieselbe Erscheinung vorliege wie in Deutschland, wo die Muschelkalkfauna sich durch die Lettenkohle verfolgen lässt. Hier ist BENECKE missverstanden, denn dass Cassianer Arten im Raibler Niveau auftreten, ist doch eine gar zu geläufige Thatsache. Es handelt sich darum, dass die Leitformen der germanischen Muschelkalkfauna, und damit das Einzige, was den directen Vergleich ermöglicht, sich im Allgemeinen in den Buchensteiner Schichten verlieren. Bis dahin sind charakteristisch germanische Typen nachweisbar, später nur einzelne indifferente, wie *Myophoria laevigata* (Esino-Kalk). Wenn BENECKE darauf hinweist, dass die ladinische Gruppe BITTNER's zu mächtig sei, als dass man sie zwischen Lettenkohle und alpinen Muschelkalk (im alten Sinne) einzwängen könne, so erinnert BITTNER daran, dass in Niederösterreich und Obersteiermark ihre Mächtigkeit oft eine geradezu minimale ist, und jene Bemerkung sich wesentlich nur auf die Gebiete der mächtigen Wetterstein- und Esino-Kalke beziehe. Wenn er seinerseits einwirft, dass nach BENECKE's Gliederung das constant mächtige Niveau des Hauptdolomits zu kurz komme, da es in der obersten Abtheilung des bunten Keupers allein untergebracht werden müsse, so klingt das nicht unberechtigt. Dennoch lassen sich gerade hier einige Einwände machen, und da auch meiner in beiden Schriften gedacht ist, so will ich meine Ansicht kurz aussprechen. Zugestanden wird von vornherein, dass die Parallelisirung nur in grossen Zügen erfolgen kann; ob wir dabei aber nothwendig die Fünzfahl der germanischen Trias zu Grunde legen müssen, ist doch sehr fraglich, und wenn so, dann bleibt die Übereinstimmung mit den Alpen zunächst eine nur äusserliche<sup>1</sup>, bis eine innere Beziehung erwiesen ist. Bei der vollkommen abweichenden Seditimentirung hüben und drüben wird man für die Beurtheilung der Gleichzeitigkeit der palaeontologischen Hilfe nicht enttrathen können. Erst dadurch bekommen die Gruppen einen geschichtlichen Werth; wenn die palaeontologische Methode mehr und mehr discreditirt wird, so liegt die Schuld an der Handhabung. Der schwäbische Silbersandstein enthält die *Contorta*-Fauna und wird deswegen als Rhät bezeichnet. Es ist bekannt, dass er häufig fehlt, und dass dann die tieferen *Zanclodon*-Letten die Unterlage des Lias bilden, concordant, ohne Erosionsspuren. Deswegen fasse ich auch diese Letten noch als Rhät auf; sie sind ein constanter Horizont, der dort anschwillt (bis 50 m), wo der Silbersandstein zurücktritt. In den Alpen tritt die *Contorta*-Fauna zweifellos schon in den Plattenkalken auf, zuweilen auch in den oberen Lagen echten Hauptdolomites. Dieser ist also nach oben auf das Engste mit dem Rhät verbunden, und man muss gerade hierauf das grösste Gewicht legen, wenn man sich nach dem Aequivalent in Deutschland umsieht. Es kommen also zunächst die *Zanclodon*-Letten

<sup>1</sup> Übrigens weicht BÖSE neuerdings, durch Einschaltung einer „Recoaro-Stufe“, wieder von der Fünzfahl in den Alpen ab.

in Betracht, die wie der Hauptdolomit der beständigste Horizont unseres Keupers sind. Dann haben wir immer noch den rothen Keuper zur Verfügung, der über dem Schilfsandstein liegt; auch ihm sind Gypse eingeschaltet, so dass wir für die an der Basis des Hauptdolomits gelegentlich auftretenden Gypse durchaus nicht allein im Gypskeuper s. str. Vergleichspunkte gewinnen. Dass der Schilfsandstein haarsscharf den Lunzer pflanzenführenden Schichten entspricht, so dass auch Hangendes und Liegendes genau in Parallele kommt, ist nicht angenommen. Für mich ist bestimmend gewesen eine gewisse Ähnlichkeit der lombardischen Raibler Schichten mit dem süddeutschen Keuper und die durch *Myophoria Kefersteini* hergestellte Beziehung. Eine weitere Theilung der Raibler Schichten fällt je nach den Bezirken so verschieden aus, dass auch BÖSE in seinen vorzüglichen Arbeiten kein Gewicht darauf legt. Jedenfalls sind zwei verschiedene Methoden angewendet, wenn man einmal die von grossen Gesichtspunkten aus gewonnene alpine Fünftheilung der Trias mit den Hauptgruppen der germanischen Trias correspondiren lässt, ein anderes Mal von der Ausbildung in einem bestimmten Bezirke, dem Lunzer, ausgeht, die gerade dort nicht herrscht, wo wir anknüpfen, in den Südalpen. Die Lunzer Schichten haben uns die Flora der Raibler Zeit aufbewahrt, die Schilfsandsteinbildungen (welche mit den Gypsmergeln innig zusammenhängen) boten eine ähnliche Gelegenheit für die Keuperflora; die beiden Floren stimmen so sehr überein, dass die floristische Bestimmung des Raibler Complexes als Lettenkohle nicht beweisend ist. Dem stellen wir gegenüber die Beziehungen der Gypskeuperfauna zu den südlichen Raibler Schichten. Die Gegenüberstellung der fünftheiligen alpinen Trias und der germanischen beweist bei der absolut verschiedenen Ausbildung, gar nichts. BITTNER hat seine Eintheilung gegründet auf die kalkreichen und die kalkarmen Gruppen; deren sind dort fünf. Auch bei uns ist dieses Princip angewendet; aber es ergaben sich nach diesem nur drei Gruppen. Die fünf, auf die BITTNER sich beruft, sind ganz anders gebildet und sehr ungleichwerthig. Ich glaube, dass ein abschliessendes Urtheil noch nicht gesprochen werden kann. Ich habe selbst darauf hingewiesen, dass der süddeutsche obere Muschelkalk Arten enthält, welche mit solchen der ladinischen Gruppe übereinstimmen. Ob sie sich bei uns auch in kalkigen und dolomitischen Schichten der Lettenkohle finden, ist nicht bekannt. Eins möchte ich noch bemerken. BÖSE u. a. messen dem Auftreten eines *Semipartitus*-Kalkes und eines Bairdien- resp. *Trigonodus*-Kalkes noch über dem *Nodosus*-Niveau eine zu grosse Bedeutung zu. In diesen darf man sicher nicht das Aequivalent einer grossen Gruppe, wie der ladinischen, sehen. In Norddeutschland ist es kaum möglich, *Semipartitus*- und *Nodosus*-Bänke zu scheiden. In Süddeutschland geht der *C. nodosus* bis hoch in das Semipartitenniveau, der *C. semipartitus* bis in das Grenzniveau zur Lettenkohle (Glaukonitkalk), welches zugleich *Trigonodus* führt.

E. Koken.



## Juraformation.

August Tobler: Der Jura im Südosten der oberrheinischen Tiefebene. (Verhandl. der Naturforsch. Gesellsch. in Basel. 11. Taf. IV u. V. 283—369.)

Die vorliegende Arbeit, das Ergebniss der geologischen Detailaufnahme des im Südosten der oberrheinischen Tiefebene gelegenen jurassischen Randgebietes, zerfällt in einen stratigraphischen und einen tektonischen Theil. Als älteste Bildung tritt hier der untere Dogger in 3 Abtheilungen zu Tage; zu unterst bestehen die *Opalinus*-Schichten oder das Aalenien aus fossilarmen, dunklen, glimmerreichen, sandigen Thonen mit *Estheria Suessi* OPP., darüber kommen als mittlere Abtheilung sandige Mergel und Spathkalke (*Murchisonae-Sowerbyi*-Schichten, Calcaire à entroques) zur Ausbildung. Die sandigen Mergel stehen mit den *Opalinus*-Schichten in inniger Verbindung, sie haben keine Versteinerungen geliefert. Die Spathkalke bestehen aus 10 m mächtiger, braungefärbter, ziemlich feinkörniger und dünnplattiger Echinodermenbreccie mit *Pecten discites*, *P. pumilus*, *Ludw. Murchisonae*. Die obere Abtheilung endlich wird im Blauengebiet durch eine fossilreiche Korallenbank unten und einen oolithischen Mergelverband oben gebildet, am Gemmenplateau dagegen fehlen Korallen und es erscheinen oolithische Mergelkalke mit *Stephanoceras Humphriesi* und *Terebratula perovalis*. Die Bajocienaufschlüsse am Jurablauen bilden die östlichsten Vorposten der koralligenen Bajocienfacies, die im westlichen und südlichen Jura herrscht, während sich über das Baselgebiet, den Breis- und Aargau bis in das Gebiet des Randen im Kanton Schaffhausen eine ammonitenreiche Facies ausbreitet.

Der mittlere Dogger oder das Bathonien ist namentlich von GREPPIN sehr eingehend untersucht; das untere Bathonien besteht aus dem bekannten Hauptrogenstein; für das obere Bathonien gab E. GREPPIN folgende Gliederung, die Verf. vollkommen bestätigt: zu unterst 4 m fossilarme, helle Oolithe (Forestmarble), dann Rogenmergel mit *Park. Parkinsoni* und *Clypeus sinuatus*, und endlich *Varians*-Schichten, ca. 10 m mächtig, mit *Rh. varians* und *Ostrea Knorri*, an einzelnen Punkten sehr fossilreich. Nur die Grenzschicht zwischen unterem und oberem Bathonien, die *Maxillata*-Schicht, eine 80—300 cm mächtige, durch häufiges Vorkommen von *Terebratula maxillata* ausgezeichnete Bank, wird eingehend besprochen.

Das Callovien ist im Schweizerjura mehrfachem, aber noch nicht vollständig aufgeklärtem Facieswechsel unterworfen, namentlich betreffs der „Dalle nacrée“ (Echinodermenbreccie) besteht Unsicherheit; so versetzt J. B. GREPPIN die Dalle nacrée in das Liegende, E. GREPPIN in das Hangende der Macrocephalenschichten. Die untersuchte Gegend bietet wenig Callovienaufschluss, doch ergab sich vorläufig das Resultat, dass die Dalle nacrée nicht einen durchgehenden Horizont repräsentirt, sondern dass sie entweder ganz fehlen oder den oberen Theil des Callovien einnehmen kann. Beweise für die Fälle, dass die Dalle nacrée das gesammte Callovien vertritt, oder dass sie die Macrocephalenschicht unterteuft, liessen sich im Untersuchungs-

gebiete nicht erbringen, doch scheint ein derartiges Verhalten im südwestlicheren Gebiete des Berner Jura vorzukommen.

Das Oxfordien, Rauracien und Séquanien sind in typisch rauracischer Facies ausgebildet und schon in den bisherigen Arbeiten so genau und gründlich dargestellt, dass Verf. nur wenig Neues hinzufügen konnte. Im Oxfordien werden *Renggeri* Schichten, *Thurmanni*-Schichten und die eigentlichen Chailles-Bänke unterschieden. Das Rauracien lässt Verf. nach ROLLIER's Vorgang mit dem ersten Auftreten von stockbildenden Korallen beginnen. Das Séquanien oder Astartien gliedert sich in eine untere, aus abwechselnden Kalk- und Mergellagen bestehende Partie, und eine obere, ca. 40 m mächtige Kalkbank. Die untere Partie ist wohl in *Natica*- und *Humeralis*-Schichten abgetheilt worden, doch spricht das durchgehende Vorkommen von *Humeralis*-Bänken gegen eine derartige Gliederung. Das obere Séquanien ist sehr ähnlich dem oberen Rauracien, eine grosse Anzahl sequanischer Arten stimmen mit rauracischen überein.

Unter den postjurassischen Schichten haben die präpliocänen, speciell die Conglomerate, Meeressande und Septarienthone des mittleren Oligocän, die Cyrenenmergel, ferner Süsswasserkalk und Conglomerate des Miocän, an der Faltung theilgenommen. Diese, wie auch die wenig oder gar nicht dislocirten pliocänen und pleistocänen Bildungen sind schon von früher her sehr genau bekannt.

Im tektonischen Theil wird zuerst der Verlauf der Grenzlinie zwischen Tiefland und Randgebirge besprochen und gezeigt, dass diese Linie mit wenigen Ausnahmen durch das Streichen der mesozoischen Randgebirge bedingt wird; dann wird der Bau des Plattenjura des Elsgaues, des Plattenjura des Dinkelbergs und Baselgebiets und des dazwischen gelegenen Stücks Faltenjura beschrieben. STEINMANN und SCHMIDT haben die Einwirkung der südlich verlängerten Vogesenlinie auf den Bau des Plattenjura des Elsgaues für wahrscheinlich erklärt, und auch Verf. kam zu der Ansicht, dass der Elsgauer Jura nach Osten nothwendigerweise durch eine Dislocation abgegrenzt sein muss. Der Kettenjura des Randgebietes bildet, wie bekannt, zwei unter sich annähernd parallele Gebirgszüge, die durch die Largbucht in ein östliches und ein westliches Kettenpaar geschieden werden: Bürgerwald- und Blochmontkette einerseits, Landskron- und Blauenkette andererseits. Die eigenen Untersuchungen Verf.'s beziehen sich hauptsächlich auf das östliche Kettenpaar. Die Blauenkette zeigt an ihrem Westende ein Überneigen des Gewölbes nach Süden, der mittlere Theil der Kette ist durch einen Gewölbescheitelbruch, verbunden mit Absenkung des Nordschenkels gekennzeichnet, während der östliche Theil ein Überneigen der Antiklinalen nach Norden erkennen lässt. Der Gewölbescheitelbruch hat denjenigen Theil der Doggerantiklinale betroffen, der sich am höchsten (600 m) über die Rheinebene erhebt; als während der Jura-faltung die Absenkung des Rheinthales noch fort dauerte, musste die grösste Spannung im Scheitel des Gewölbes eintreten. Die östliche Partie der Blauenkette vermittelt den Übergang in das Gebiet des überschobenen Jura, das bekanntlich durch die verlängerte Schwarzwaldlinie gegen den

normalen Faltenjura im Westen begrenzt wird. Das Plateaugebiet im Süden des Schwarzwaldes erscheint im Ganzen als eine schwach nach Süden geneigte Triasjuraplatte. Der Betrag der Absenkung gegen den Rheinthalgaben nimmt in nördlicher Richtung zu, da die gesammte Schichtfolge nach Norden ansteigt. Im Norden geht daher die Flexur öfter selbst in Verwerfung über. Im Süden, am Gempenplateau, wird der orographische Absturz gegen die Bucht von Birseck durch Flexur bedingt. Dieser Randtheil des Plateaujuras gliedert sich durch zwei Hauptverwerfungen in drei, durch verschiedene Höhenlage gekennzeichnete Stücke. Die zwei Hauptverwerfungen (von Rengermatt und von Gempfen) haben den Charakter von Staffelbrüchen, wodurch sich das Gebirge von Norden nach Süden senkt: durch die Gempfenverwerfung erscheint die mittlere Partie gegenüber der südlichen, durch die Rengermattverwerfung dagegen die nördliche gegenüber der mittleren höher liegend. Die Verwerfungen streichen beiläufig in nordöstlicher Richtung. Der Arbeit ist eine Tafel mit tektonischen und geologischen Kartenskizzen und Profilen und eine geologisch-landschaftliche Darstellung des Gempenplateaus und der Blauenkette beigegeben.

V. Uhlig.

**A. de Grossouvre:** Oxfordien et Rauracien de l'Est et du Sud-Ouest du Bassin de Paris. (Bull. d. Serv. de l. Carte géol. de France et top. sout. No. 58. 9. 1897/98.)

Eine kleine Notiz, die in gedrängter Form interessante Details enthält. Verf. unterscheidet im Oxfordien von unten nach oben folgende Horizonte:

1. Zone mit *Cardioceras Lamberti*. Enthält nebst dem aus dem Callovien aufsteigenden *Cosmoceras ornatum*, *Aspidoceras* n. sp., *Ammonites coelatus*, *Oppelia villersensis*, *Oecotr. Baugieri*, *Pachyc. Lalandei*, ferner die ersten *Cardioceras* der *Cordatum*-Gruppe.
2. Zone mit *Cardioceras Suessi* SIEMIRADZKI. Hier ist *C. Lamberti* verschwunden, dagegen treten zahlreiche andere *Cardioceras* auf, wie *C. vertumnum*, *C. rybinskianum*, *C. Mariae*, ferner *Perisphinctes*, *Aspidoceras Babeani*, *Ammonites rauracus*, *delmontanus*, *Renggeri*, *scaphitoides*, *Phylloceras Puschi*.
3. Zone mit *Cardioceras cordatum*. *Perisphinctes*, *Peltoceras Eugeni*, *P. arduennensis*, *Ammonites crenatus* etc.
4. Zone mit *Ammonites Henrici*.
5. Zone mit *Ammonites canaliculatus*, mit *Peltoceras Martelli*, *Ammonites subclausus*, *Amm. Toucasi*.
6. Zone mit *Ammonites hispidus*, mit *Amm. semifalcatus*, *Amm. bimammatus*, *Amm. aff. mirus* n. sp., *Sutneria* n. sp., *Amm. tricrostatus*, *Aspidoceras aff. hypselus*.
7. Zone mit *Ammonites marantianus*, *bimammatus*, *Tiziani*.

Mit der 6. Zone beginnt das Rauracien. Verf. bespricht eingehend den Übergang der im Nordosten herrschenden koralligenen Facies in die



im Südwesten verbreitete Mergelfacies und erläutert seine Auffassung durch ein sehr lehrreiches Diagramm. Es zeigt sich, dass die Grenze zwischen Rauracien und Oxfordien da, wo die koralligene Facies vorherrscht, zu tief, wo die Mergelfacies herrscht, zu hoch gelegt wurde. V. Uhlig.

**M. Mühlberg:** Über die Beziehungen des Hauptrogensteins der Schweiz zum Dogger im benachbarten schwäbischen Faciesgebiet. (Separatabdr. a. d. Bericht über d. 31. Versamml. d. Oberrhein. geol. Vereins zu Tuttlingen. April 1898.)

Verf. hat es sich zur Aufgabe gemacht, die Gleichstellung des Hauptrogensteins mit den entsprechenden Ablagerungen der schwäbischen Facies im Einzelnen und die Art des lithologischen Wechsels der beiden Facies, worüber die Literatur nur spärliche Angaben enthält, genauer festzustellen. Verf. fasst das Ergebniss seiner Studien in folgende Worte: „Der schweizerische Hauptrogenstein hat im W. einen grösseren zeitlichen Umfang als im O. in der Annäherung an das schwäbische Faciesgebiet. Im W. beginnt er schon zu oberst in den *Blagdeni*-Schichten. Der Hauptrogenstein von den *Sinuatus*-Schichten MÖSCH's an bis unter den groben *Clypeus*-Oolith, resp. den Spathkalk setzt seitlich in die *Parkinsoni*-Schichten des Grossherzogthums Baden (Randen) fort. Der grobe *Clypeus*-Oolith MÜLLER's und der Spathkalk unter den *Varians*-Schichten sind wahrscheinlich das Aequivalent der *Knorri*-Schichten, die SCHALCH am Randen unter den *Varians*-Schichten im engeren Sinne ausscheiden konnte. Diese Schichten werden als *Ferrugineus*-Schichten aufgefasst. Das Alter des unteren Hauptrogensteins unter den *Sinuatus*-Schichten und den unteren *Acuminata*-Schichten ist nicht vollständig sicher zu bestimmen. Sehr wahrscheinlich ordnen sich die unteren *Acuminata*-Schichten der *Subfurcatus*-Zone ein. Die Hauptmasse des unteren Hauptrogensteins keilt sich nach O. aus. Es kann nicht behauptet werden, dass die *Subfurcatus*-Zone im Gebiete des schweizerischen Hauptrogensteins aussetze; wenn auch Ammoniten fehlen, so dürfte sie doch durch Sedimente vertreten sein.

Die schwäbische, thonige Facies ist im Schweizer Jura noch nicht vollständig durch die kalkoolithische ersetzt; dies tritt erst am Ostrande des Pariser Beckens ein. Dort beginnt die Oolithbildung bereits im Calcaire à polypiers (*Humphriesi*-Zone) und dauert bis in die *Macrocephalus*-Schichten hinauf an. Von längerer Dauer als hier ist die Oolithbildung auf dem Continente nirgends gewesen. In England scheint sie stellenweise schon in den *Murchisonae*-Schichten begonnen zu haben, ist aber später wieder beträchtlich unterbrochen worden.“ Der zeitliche Umfang der Kalkoolithbildung und deren Verhältniss zur Thonfacies auf dem Continente ist durch eine schematische Zeichnung erläutert und ebenso sind die stratigraphischen Verhältnisse des oberen Doggers des Randen, des Aargauer und Berner Jura graphisch dargestellt. Ein näheres Eingehen auf die interessante Mittheilung wäre verfrüht, da Verf. eine eingehendere Erörterung des Gegenstandes in einer grösseren Arbeit in Aussicht stellt. V. Uhlig.

**G. Steinmann:** Über neue Aufschlüsse im Jura am Schönberge bei Freiburg. (Mitth. d. Grossh. Bad. Geol. Landesanst. 3. 4. Heft. 1898. 655.)

Zum Zwecke der Wasserversorgung von Merzhausen am Ostabhange des Schönberges ausgeführte Aufgrabungen modificiren theilweise das unvollständig ermittelte Kartenbild dieser Gegend und gewähren zugleich eine erwünschte Ergänzung zu der wenig bekannten Schichtfolge des Oberlias. Der Oberlias, der in der Gegend von Freiburg zum erstenmal aufgeschlossen wurde, stimmt nach Gesteinsbeschaffenheit und Fossilführung genau mit der Ausbildungsweise des südlichen Theiles des Oberlandes überein. Das bezeichnende Merkmal der *Jurensis*-Schichten im badischen Oberlande besteht im Mangel kalkiger Gesteine; die Ammoniten und Gastropoden sind verkiest, niemals verkalkt, während im Unterelsass, im Breisgau und im Wutachgebiet die Versteinerungen meist verkalkt und kalkige Gesteine in diesen Schichten überall entwickelt sind. Unter den *Jurensis*-Schichten wurden Posidonienschiefer von gewöhnlicher Beschaffenheit aufgedeckt. Der Text enthält ein Kärtchen mit den betreffenden Eintragungen.

V. Uhlig.

---

## Kreideformation.

**W. Kilian:** Observations: 1. sur le Néocomien du Jura; 2. sur le tectonique du Jura; 3. sur le Barrémien de Catalogne. (Bull. soc. géol. Fr. 26. 580.)

Verf. hat unter den Ammoniten, die BAUMBERGER in der Basis des oberen Valanginien an der Kapfplatte im Jura aufgefunden hat, *Hoplites Euthymi* erkannt. Das Vorkommen dieser, im Neocom des Jura zum erstenmal nachgewiesenen Berrias-Form bestärkt den cretaceischen Charakter der Zone des *H. Boissieri* und beweist die Richtigkeit der Parallelisirung dieser Zone mit dem unteren Valanginien des Jura, die kürzlich von HAUG wieder bestritten wurde.

Ferner stellt Verf. gegenüber FOURNIER fest, dass er die Erscheinung der Brachyantiklinalen im Jura bereits im Jahre 1895 beschrieben habe und dass es nicht angehe, auf Grund vereinzelter Erscheinungen dieser Art die regelmässige Faltung und die parallelen Ketten des Juragebirges in Frage zu stellen.

Endlich stellt Verf. das Vorkommen der Barrême-Stufe in Catalonien auf Grund des Vorkommens von Leptoceren und Heteroceren fest.

V. Uhlig.

---

**E. Baumberger et H. Moulin:** La série néocomienne à Valangin. (Bull. Soc. Neuchâteloise d. sc. natur. 26. 1898.)

Es war eine sehr glückliche Eingebung, die die Verf. veranlasste, eine genaue Darstellung und Vergleichung der Schichtfolge von Valangin

zu geben, denn obgleich die von dieser Ortschaft hergenommene Stufenbezeichnung Valangien allgemein angewendet wird, weiss man doch über die näheren geologischen Verhältnisse dieser Örtlichkeit eigentlich recht wenig. Nach einer kurzen historischen Einleitung besprechen die Verf. die Tektonik. Valangin liegt in der Cluse de Seyon, die die Antikline des Chaumont verquert. Ein Bruch, der zur Bildung der Cluse de Seyon Anlass hätte geben können, ist nicht erkennbar, dagegen bietet die Gegend zwischen Valangin und Fenin eine merkwürdige tektonische Erscheinung dar: das Hauterivian bildet hier eine secundäre Faltung in Form eines Fauteuil. Die Gleitung erfolgte auf den ca. 7 m mächtigen Mergeln des unteren Hauterivian. An den Flanken der jurassischen Antiklinale von Chaumont liegen Reste der cretaceischen Decke. Das ausgedehntere südliche Band fällt unter 18—20° ein, das nördliche mit 68—70°. Zum Studium des Hauterivian eignet sich der Schlossberg von Valangin, für das untere Valangian die Vereinigungsstelle der alten und neuen Strasse nach Neuchâtel, für den Übergang des Valangian in das Hauterivian der Fussweg Gibet.

Verf. beschrieben auf Grund dieser Aufschlüsse auf das genaueste die einzelnen Schichten des unteren und oberen Valangian und Hauterivian und ihre Fossilführung. Zur näheren Orientirung sind Profile und Abbildungen von Aufschlüssen beigegeben. Wir entnehmen dieser äusserst detaillirten Beschreibung, dass das untere Valangian in der Mächtigkeit von 43 m aus grauen Mergeln, oolithischen Kalken und gelben, compacten Kalken besteht. Die letzteren, die sogen. marbres bâtards, enthalten in einzelnen Schichten Nerineen und wurden deshalb früher für jurassisch gehalten. Das 13 m mächtige obere Valangian zerfällt in rothe, späthige, fossilfreie Kalke und in Mergel mit limonitischen Knollen, deren Gehalt an diesen dunkelbraunen Concretionen nach oben zunimmt (Couche de Villers). Betreffs der Fossilführung heben Verf. hervor, dass *Terebratula valdensis* vom Beginne des Valangian bis oben anhält, während *Pterocera Jaccardi* auf das untere Valangian beschränkt zu sein scheint. Unter den ausscheidbaren Horizonten verdienen folgende besondere Aufmerksamkeit: der mit No. 8 des Generalprofils bezeichnete und ungefähr die Mitte des unteren Valangian einnehmende Mergelhorizont mit schlechterhaltenen Bivalven und Gastropoden wurde von DESOR noch als marines Aequivalent des Purbeckian angesehen, aber als mit dem Valangian innig verbunden erkannt; TRIBOLET dagegen liess mit diesem Horizont das untere Valangian beginnen. Das beständigste, nur Mächtigkeitsschwankungen unterworfenen Glied der Schichtfolge sind die Marnes d'Arziers; von den zahlreichen, aber wegen schlechter Erhaltung meistens unbestimmbaren Versteinerungen treten *Terebratula arzierensis*, *T. russilensis* und *Waldheimia collinaria* hier zum erstenmal auf. Von hohem stratigraphischem Werth als Grenzhorizont gegen das Hauterivian sind ferner die zwar nur 0,2 m mächtigen, aber äusserst fossilreichen Mergel mit Limonitknollen (Couche de Villers) hervorzuheben. Ihre Fauna hat den Charakter einer echten Valangian-Fauna, wenn man von den langlebigen Bryozoen und Spongien absieht,



die als „Faciesfossilien“ hier nicht in Betracht kommen und sowohl früher, in den Mergeln von Arciers, wie auch später in der Schicht des *Holcostephanus Astieri* wieder auftreten. In dieser Fauna sind die Cephalopoden nur durch *Saynoceras verrucosum* ORB. sp. vertreten, eine Art, die von SAYN zwar auch in der untersten Zone des Hauterivian mit *Holcostephanus Astieri* nachgewiesen wurde, die aber nach KILIAN in Südfrankreich im Valangien (Zone des *Hoplites pexiptychus*, *amblygonicus*, *Thurmanni*) ihre Hauptentwicklung erlangt. Unter den Brachiopoden bilden typische Valangian-Formen: *Terebratula valdensis*, *Campichei*, *latifrons*, *collinaria*, *Carteroni*, *Moreana*, *Waldheimia aubersonensis*, *villersensis*, *Rhynchonella valangiensis*; für Valangin sind neu: *Terebratula russillensis*, *Zeilleria tamarindus*, *Rhynchonella lata*. Die Mergel mit Limonitknollen bilden eine besondere Facies der im Allgemeinen limonitischen Entwicklung des oberen Valangian und sind den Bryozoenmergeln von Villers, Auberson und Douanne gleichzustellen. Diese Bryozoenmergel sind nicht zu verwechseln mit ähnlichen bryozoen- und spongienreichen Bildungen, die sich auch in dem nächst höheren Horizonte des *Holcostephanus Astieri* an einigen Punkten einstellen.

Speziell in Valangin lässt das über dem oberen Valangian entwickelte Hauterivian drei Gruppen erkennen, zu unterst 7 m mächtige Thonmergel, dann 11—12 m Kalkmergel und zu oberst 23—24 m oolithische Kalke, der bekannte pierre de Neuchâtel. Die Mergelzone enthält an ihrer Basis die schon erwähnte Zone des *Holcostephanus Astieri*, die in Valangin nebst der leitenden Art nur noch *Fimbria corrugata*, *Ostrea rectangularis* und *Couloni* führt. In Villers-le-Lac dagegen enthält diese noch wenig studierte Zone nebst *Holcostephanus Astieri* auch *Saynoceras verrucosum*, *Hoplites neocomiensis* und *Arnoldi*, *Holcostephanus Carteroni*, *Grottriani*, Formen, die noch stark an die Valangien-Fauna anklingen. Die Kalkmergelzone ist arm an Versteinerungen, nur *Eudesia semistriata* und *Marcoui* sind etwas häufiger.

Verf. ziehen die Kalkmergelzone mit der Kalkzone des pierre de Neuchâtel zusammen und setzen sie als Hauterivien supér. dem unteren mergeligen Hauterivien entgegen. Den Schluss der interessanten Arbeit bilden Profile aus der Umgebung von Neuchâtel und Vergleichstabellen.

V. Uhlig.

**Anders Hennig:** Studier öfver den baltiska Yngre krittans bildningshistoria. (Geol. För. i Stockholm Förh. 21. Häft 1 och 2.)

Cap. 1. Die jüngere Kreide Schonens (Etage danien, DESOR) setzt sich aus mehreren Gesteinstypen zusammen: Bryozoenkalk (= Limsten), Korallenkalk (= Faxekalk), Kokkolithenkalk (= Saltholmskalk), Feuerstein und Thon.

Der Bryozoenkalk ist durch Agglomeration grösserer und kleinerer Bryozoenfragmente gebildet; die Zwischenräume zwischen diesen sind entweder leer oder durch feinkörnigen Schlamm ausgefüllt. Zu diesem organogenen kommt auch ein terrigenes Material: Gerölle und Thon. Von

Geröllen kennt man nur zwei, das grösste von 200 g Gewicht; der Thon bildet besondere Lager, die conglomeratartig sind, indem sie aus Linsen von Schreibkreide in einer thonigen Zwischenmasse bestehen. Der Kalkschlamm zwischen den grösseren Bryozoenfragmenten besteht aus kleineren Bruchstücken von Bryozoen, Anthozoen, Echinodermen, Mollusken, Foraminiferen etc.; dazu treten Diskolithen in nicht unbedeutlicher Menge. Die Bryozoen lebten ursprünglich da, wo wir jetzt ihre Fragmente angehäuft finden, und bildeten hier richtige Wälder ungefähr so wie jetzt am Floridariffe oder bei Prince Edwards Island in einer Tiefe von ungefähr 150 Faden. Sie sind demnach nicht durch die Brandung zerrissen, sondern von einer zahlreichen bryozoophilen Fauna abgeweidet und zertreten.

Dieser ursprüngliche Bryozoenkalk liegt nicht mehr in seiner primären Gestaltung vor; er ist vielmehr bedeutenden Umwandlungen unterworfen gewesen.

An der Innen- und Aussenseite der Wände der Fossilien setzt sich ein Aggregat von Calcitindividuen ab. Die Calcitabsetzung wirkte auch substituierend auf früher in den Schalénbildungen befindliche Modificationen von kohlensaurer Kalkerde, sowie auf die Opalsubstanz der Spongienskelette. Der Calcit ist epigen im Verhältniss zur Sedimentation der Fossilienfragmente und wird indirect aus diesen gebildet.

In einigen Bryozoen- und Foraminiferenkammern findet ein Absatz von Glaukonitsubstanz statt, Steinkerne, welche die innere Form der Gehäuse genau widerspiegeln. Auch die Porengänge zwischen benachbarten Zoocien werden oft von Glaukonit ausgefüllt, sogar die Wände der Zoocien sind zuweilen durch Glaukonitsubstanz verdrängt, wodurch ursprünglich getrennte Steinkerne zu grösseren Körnern zusammenschmelzen können. Wenn die Innenseite der Wände von einer Calcitapete überzogen war (l. c. Fig. 6), werden die Calcitkrystalle vom Glaukonit nicht substituirt; die Wände selbst sind dagegen in Glaukonit umgewandelt. Da der Glaukonit oft epigen zur Calcitausscheidung ist, und diese erst nach der Zersetzung der organischen Substanz stattfinden konnte, muss natürlich die Ausscheidung des Glaukonits unabhängig vom Vorhandensein organischer Substanz sein. Damit soll jedoch nicht behauptet werden, dass aller Glaukonit in der Weise gebildet wird. Verf. glaubt eher, dass der erste Anstoss zur Absetzung des Glaukonits von der Zersetzung organischer Substanz gegeben wurde, und dass hierdurch die Bildung eines Initialkernes in gewissen Gehäusen hervorgerufen wurde. Dieser Kern wird allmählich grösser durch concretionäre Anlagerung, bis endlich alles Glaukonitmaterial der Gesteinsmasse verbraucht ist.

Die Feuersteinbänke bestehen (l. c. Fig. 11) nicht aus einheitlichen Lagern, sondern aus unregelmässigen dunkleren Knollen, die von grauem, unreinem Feuerstein cementirt werden. Die Verkieselung ist centrifugal; die Feuersteinmasse geht nach aussen allmählich in Bryozoenkalk über. Die Knollen sind durch eine directe Umlagerung der Kieselsäure der Spongienkörper entstanden, und bilden die in verschiedenen Niveaus nebeneinander liegenden Initialkerne, denen sich nachher im Gestein wandernde Kiesel-

säuremoleculé, eines nach dem anderen zugesellen; die Initialkerne sind gleichzeitig mit, die secundäre Flints substanz erst nach der Sedimentation des Gesteins abgesetzt. Daraus erklärt sich, dass die Feuersteinbänke hier aus isolirten Knollen, dort aus zusammenhängenden Lagern, d. h. aus zusammengeschmolzenen Knollen bestehen.

Der Korallenkalk. Auf dem Boden des Kreidemeeres siedelten sich hier und da einige *Dendrophyllia*- und *Lobopsammia*-Bäume, sowie gegliederte Stämme von *Isis* und *Moltkia* an; zwischen und auf diesen wucherten zahlreiche Einzelpolypen, *Parasmilia* und *Ceratotrochus*. Auf dieser Korallenbank freute sich eine species- und individuenreiche Fauna ihres Daseins. Die Korallenskelette wurden von dieser zertrümmert, und der so gebildete Korallensand und -Schlamm senkte sich zwischen die Korallenäste hinein. Das Korallenskelet wird allmählich aufgelöst, das Gestein wird porös, auch können die Hohlräume durch secundären Calcit ausgefüllt werden. Es kam in diesem Gestein nicht zum Absatz von Feuerstein.

Der Kokkolithenkalk wird von kleinen, lose angehäuften oder durch secundären Calcit verkitteten Diskolithen gebildet. Rhabdolithen sind nicht zu sehen. Die Feuersteinbänke werden aus verschiedenen, erst secundär zusammengeschmolzenen Kernen gebildet und folgen der allgemeinen Lagerung des Kalksteins.

Cap. 2. Der Kokkolithenkalk bildet die Hauptfacies; nur an einzelnen Flecken siedelten sich Korallen oder Bryozoen an; in der Umgebung setzt sich die Sedimentation des Kokkolithenkalkes fort. Die Bildung des Korallen- und Bryozoenkalkes war nicht an bestimmte Zeiten gebunden; sie kommen auf verschiedenen Niveaus vor, wobei der Korallenkalk inselartige Bänke, der Bryozoenkalk ausgedehnte Decken im Kokkolithenkalk bildet.

Die Gesteinscomplexe sind von einer NW.—SO. streichenden präglacialen Faltung getroffen; auch ein Querbruch, eine SSW.—NNO. verlaufende Grabenversenkung, wurde wahrgenommen.

Am Stevns Klint ruht diese jüngere Kreide concordant auf einer Schreibkreide mit *Scaphites constrictus*. Die Schreibkreide geht ohne Grenze in den „Fisklera“ (= Fischthon), dieser in die Faxe-Schicht, eine locale Facies des Bryozoenkalkes, und diese endlich in einen typischen Bryozoenkalk über. In Schonen ist die Unterlage der jüngeren Kreide nur durch eine Tiefbohrung bei Malmö bekannt; man traf hier, 130 m unter der Oberfläche der jüngeren Kreide, eine erdige Schreibkreide, deren Alter jedoch nicht festgestellt werden konnte.

Cap. 3. Beweisen schon die Concordanz und die petrographischen Übergänge zwischen der Kreide mit *Scaphites constrictus* und der jüngeren Kreide, dass diese in der unmittelbaren Fortsetzung der Senonzeit abgelagert ist, so geht das auch aus der Zusammensetzung der ganzen Fauna dieser jüngeren Kreide sehr deutlich hervor. Wenigstens die Hälfte der Species dieser Fauna treten schon in der senonen Zeit auf — von diesen Formen sind z. B. *Scaphites* und *Baculites* zu nennen —; die übrigen sind



entweder nur aus der baltischen jüngeren Kreide bekannt, oder sie sind Repräsentanten solcher Gattungen, die bis jetzt nur in tertiären Ablagerungen aufgefunden wurden. Die Fauna der jüngeren Kreide ist, kurz gesagt, eine Übergangsf fauna zwischen der typischen senonen Fauna und der tertiären mit mehr cretaceischem als tertiärem Gepräge und erweist sich dadurch älter als die Fauna der Tuffkreide bei Ciply, in welche so gut wie keine senonen Typen übergehen. Auf der anderen Seite ist die baltische jüngere Kreide jünger als das obere Maestrichtien — sie entbehrt der Belemniten und ruht auf der Zone mit *Scaphites constrictus* —, d. h. ihre Bildung muss zu einer Zeit vor sich gegangen sein, die zwischen dem oberen Maestrichtien und dem Eocän lag und die im westlichen Europa durch eine Lücke der marinen Ablagerungen markirt wird. Directe, marine Aequivalente der baltischen jüngeren Kreide sind demnach nicht im westlichen, sondern im südöstlichen Europa, auf der Krim, bei Volsk und Grodnia zu finden. Auch ein Theil der Manasquanformation in Nordamerika kann mit der baltischen jüngeren Kreide äquivalent sein.

Cap. 4. Die Bryozoen der jüngeren Kreide sind schlanker und gestreckter als diejenigen der Trümmerkalke im nordöstlichen Schonen (l. c. Fig. 19, 20); die schwächeren Formen scheinen mehr ruhigen Verhältnissen (tieferem Wasser) angepasst. *Cyathidium Holopus* STEENSTR. bildet bei Faxö grosse Colonien, deren Angehörige ihre Kelche in einer und derselben Richtung orientirt haben, was auf eine constante Strömung im jüngeren Kreidemeer hindeutet; ebenso haben die *Parasmilia*-Ketten ihre Längsaxe gebogen. Die Diskolithen gedeihen nur in solchen Meerestheilen, deren Temperatur niemals unter 8° C. sinkt. Auf der anderen Seite werden Rhabdolithen in der jüngeren Kreide ganz vermisst, was darauf hindeutet, dass die Oberflächentemperatur niedriger als 18° C. war, also zwischen 18 und 8° C. lag. Auch die Foraminiferen-, Korallen- und Fischfaunen können als Belege für diese Annahme dienen.

Cap. 5. Die jetzige Oberfläche Schonens giebt nicht die Oberflächen-gestaltung des präglacialen Bodens wieder. Dieser ist, wie schon erwähnt, gefaltet. Ein Höhenrücken, die Antiklinale, geht von Limhamn nach Ö. Torp (l. c. Fig. 22), nördlich davon ein Thal, nach S. ebenso eine synklinale Thalbildung. Die Längsrichtung der Falte ist mit dem hercynischen Falten-systeme Norddeutschlands und mit dem allgemeinen Spaltensystem Schonens parallel und nimmt eine vermittelnde Stellung zwischen beiden ein. Die Verwerfungsspalte zwischen Landskrona und Ystad ist eine Sattelspalte mit gesunkenem südlichen Flügel. Wo sich die Synklinale des Falten-systems unter das Meeresniveau senkt, wirkt die Abrasion kräftiger, wodurch die grösseren Buchten Schonens nördlich von Malmö und westlich von Ystad ausgegraben wurden. Die Querspalte in SSW.—NNO. ist mit den Spalten, durch welche die Basalterruptionen des centralen Schonens stattfanden und mit anderen tertiären Einsturzlinien derselben Provinz parallel.

Anders Hennig.

**Anders Hennig:** Om Skrifkritan i Skåne. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 20. Heft 3.)

Erst unter der jüngeren Kreide, die den ganzen südwestlichen Theil Schonens einnimmt, ist fest anstehende Schreibkreide anzutreffen. Die Vorkommen von Schreibkreide bei Quarnby, Tullstorp, Jordberga und Ulricelund sind nur lose Schollen in einer Moräne. **Anders Hennig.**

**Sava Athanasiu:** Über die Kreideablagerungen bei Glodu in den nordmoldauischen Karpathen. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1898. 81—85.)

Glodu liegt am inneren Rande der nordmoldauischen krystallinischen Masse. Die Kreideablagerungen nehmen eine fjordartige Vertiefung ein, deren Längsaxe in der Richtung NW.—SO. 7 km, deren grösste Breite an dem südöstlichen Ende, am linken des Neagra, ca. 3 km beträgt. Die wichtigsten Aufschlüsse finden sich an den genannten zwei Localitäten. Auf krystallinische Schiefer folgen Conglomerate, die sich als Strandbildungen erweisen, sodann fein- bis grobkörnige Sandsteine, die *Exogyra columba*, *E. cf. conica*, *Pyrina inflata*, *Ostrea* sp., *Avicula* sp., *Natica* sp. und *Callianassa* sp. führen. Darüber liegen in Wechsellagerung Sandsteine und verschieden gefärbte Mergel. Aus dem unteren Theile dieses Complexes erwähnt Verf. *Exogyra columba* und *Inoceramus latu*. Den Beschluss machen dünn-schichtige Mergel, in denen keine bestimmbar Form gefunden wurde. Im Gegensatz zu STEFANESCU, der hier Neocom, Gault, Cenoman und Turon angiebt, kommt Verf. zu dem Ergebniss, dass die Conglomerate, Exogyrensandstein und die untere Partie der Wechsellagerung sicher dem Cenoman, die obere Partie der Wechsellagerung und die oberen Mergel sehr wahrscheinlich dem Turon angehören, und dass das Vorhandensein senoner Schichten, wie UHLIG sie annahm, bisher sich nicht hat feststellen lassen. Die Verbindung dieses cenomanen Fjords mit dem offenen Meere am Aussenrande der grossen ostkarpathischen Klippen fand über die Gegend nordöstlich von Kirlibaba statt. **Joh. Böhm.**

## Tertiärformation.

**M. Mourlon:** Sur l'âge relatif des sables noirs à lignites du Sous-sol de la Campine limbourgeoise. (Bull. séances Soc. R. Malacologique de Belgique. 33. (1898.) LXXIX.)

Mit Bohrlöchern in der Campine sind dunkelgraue Sande mit Lignit angetroffen worden, welche unter dem Boldérien liegen und deshalb den oberoligocänen Kohlen oder dem Mittel- oder Unteroligocän entsprechen sollen. Verf. hatte sie neuerdings zum Rupélien inférieur gestellt, findet aber jetzt, dass es sandige Zwischenlagen im Rupelthon sind.

**von Koenen.**

**M. Mourlon:** Sur les dépôts tertiaires de la Campine limbourgeoise à l'ouest de la Meuse. (Bull. Soc. belge de Géologie etc. 12. 1898. 45—58.)

In der Gegend von Houthaelen, nordöstlich vom Bolderberg, liegen in verschiedenen Aufschlüssen unter den glaukonitischen oder grauen Sanden des Diestien, helle Sande des Boldérien und glaukonitische und lignitführende des Rupélien und dann dunkle oder graue Sande. Das Boldérien fehlt auch wohl, und in einer Sandgrube bei Genck folgen unten noch Sande, die als Tongrien angesehen werden, während in den allerobersten Schichten Reste von *Ostrea* und *Cyprina*, sowie von *Cardium decorticatum* gefunden wurden, so dass hier Pliocän vorliegt.

In einem Nachtrag wird hervorgehoben, dass inzwischen die lignitführenden Sande, ebenso wie die von Watervliet, als sandige Facies der Thone von Boom anzusehen seien.

**von Koenen.**

**N. Andrussow:** Die südrussischen Neogenablagerungen. 2. Theil: Die Verbreitung und die Gliederung der sarmatischen Stufe. (Verh. k. russ. Min. Ges. (2.) 36. 1. 101—170.)

Die sarmatischen Schichten sind im ponto-kaspischen Gebiet sehr gleichförmig und übergreifend über die verschiedenartigen mittelmioocänen Bildungen entwickelt, während im Westen, im mitteldanubischen Becken keine oder sogar negative Strandverschiebungen stattgefunden haben. Nach Besprechung früherer Arbeiten, namentlich von SUESS, FUCHS und BITTNER, wird das Verbreitungsgebiet eingetheilt in 1. das mitteldanubische Becken, 2. das ponto-kaspische oder Hauptbecken, 3. das thracische Becken. Das erste bildete ein mit Inseln besätes Binnenmeer mit zahlreichen Buchten. Das Hauptbecken enthielt einige Inseln, die Dobrudscha, die Krim, den Kaukasus und Karatau und wurde durch die drei ersteren in eine südliche und eine nördliche Hälfte getrennt. In beiden werden einzelne Buchten und Golfe unterschieden und geradezu monographisch in ihren Schichtenfolgen, Faunen etc. unter Erörterung früherer Angaben geschildert. Getrennt werden die unteren oder Ervilien-Schichten und die oberen oder Nubecularien-Schichten, über welchen in Bessarabien und im Cherson'schen noch eine oberste folgt, hier mit *Maetra caspica*, *M. bulgarica* etc. Dieselbe Dreitheilung wird dann auch für das Bug- und Dniepr-Becken ausgeführt, während in der Krim von v. VOGDT schon 4 Abtheilungen unterschieden wurden, ebenso wie bei Kertsch von ABICH. Im Westen des Nordabhanges des Kaukasus stimmen die sarmatischen Schichten mit denen von Kertsch überein. Östlich von Wladikawkas wurden sie von KARAKASCH beschrieben, in der Mulde Alchančurt von KOSCHKUL, und sind ebenso wie im Daghestan in zwei Abtheilungen zu gliedern.

Am Tüb-karagan (Westende der Halbinsel Mangyschlak) sind drei Zonen zu trennen, im Usjurt kennt man nur untersarmatische Schichten, zu unterst Kalke. Gegen den Aralsee bilden sie Steilwände, an seiner Ostküste sind sie nicht bekannt, wohl aber westlich von Amurdaja bis zum



Fuss des turkmeno-chorassanischen Gebirges, wo sie zu einigen kleinen Parallelketten gefaltet sind; von Uşak bis Lutfabod thonige, oolithische Kalke und darüber Mergel, von Tetöjen Sandsteine mit Thonen und Gyps. In Transkaukasien wird unterschieden das ungenügend bekannte Kura-Becken und das Rion-Becken nebst denen von Tzchenis-Tzchali und Quirila. Südlich von Şemacha beginnen 2 lange Antiklinalrücken, Vorfalten des Kaukasus, welche steil nach Süden, ganz flach nach Norden einfallen und z. Th. überkippte sarmatische Schichten enthalten; diese nehmen nördlich Tifis grosse Flächen ein. Am Trialet-Gebirge unterschied SIMONOWITSCH 4 Horizonte, nördlich von der Kura SOROKIN deren 6. Das Rion-Becken ist am Schwarzen Meere sehr breit und enthält anscheinend *Spaniodon*-Schichten und sarmatische, erstere an der Quirila theils auf Oligocän, theils auf Kreide oder Granit liegend.

Sarmatische Schichten sind an der Südküste des Schwarzen Meeres nicht sicher bekannt, finden sich aber wahrscheinlich auf dem Isthmus von Sinope, sowie am Marmara-Meer (nach HOCHSTETTER) bei Konstantinopel bis Gallipoli und südlich der Dardanellen fast bis zum Cap Baba; auch von Burgas und Balcik beschrieb TOULA sarmatische Schichten.

An der unteren Donau, im dacischen Becken, sind die sarmatischen Schichten stark dislocirt, namentlich längs der Donau, nördlich davon stark gefaltet und gehoben; in Bulgarien herrschen oolithische Kalke, in Serbien unten Sande, Thone und Mergel, oben meist fossilreiche Kalksteine, aber mit derselben Fauna.

von Koenen.

---

**William H. Dall:** A table of the North American Tertiary horizons, correlated with one another and with those of western Europe, with annotations. (U. S. Geol. Survey. 18. Annual Report. 1896—1897. Part II. 323. Washington 1894.)

Zum Pliocän wird gerechnet Alles, was älter als die Glacialbildungen und jünger ist, als die höchste Hebung Amerikas am Schluss der Miocänzeit, welche jetzt scharf vom Oligocän getrennt wird. In diesem werden Chipola- und Vicksburg-Schichten unterschieden, im Eocän Jackson- und Claiborne-, Chickasaw- und Midway-Schichten, und auf einer vergleichenden Übersicht werden die Schichtenfolgen der Pacifischen Küste, der „Lake beds“, der Golf- und der Atlantischen Staaten, sowie anderer Länder, besonders Europas, parallelisirt. In Anmerkungen werden dann alle die vielen von den verschiedenen Autoren gegebenen Namen für einzelne Schichten erörtert und die betreffenden Arbeiten citirt, so dass diese Arbeit sehr werthvoll und nützlich ist für Jeden, der sich irgendwie über nord-amerikanisches Tertiärgebirge orientiren will.

von Koenen.

---

**Marcel Neuville:** Contribution à l'étude géologique des communes de Mérignac et de Pessac. (Actes Soc. Linn. de Bordeaux. 53. 201.)

Es werden ausführliche Listen von Fossilien gegeben 1. aus dem oberen Aquitanien von Lorient, 2. von Tarpingean, 3. dem Burdigalien von Eyquem. von Koenen.

**Fr. Slavik:** Über Neogenkalksteine bei Čejkovice und Čejč NW. von Göding. (Sitz.-Ber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1898. No. XXXIII. 6 p. [Böhmisch.]

In der Ebene des unteren Marchthales, das von losen Gebilden der sarmatischen und pontischen Schichten ausgefüllt ist, wurden von TH. FUCHS im Jahre 1880 aus dem Čejkovicer Berge und von V. UHLIG im Jahre 1893 aus der Ebene bei Čejč Kalksteine bekannt gemacht. Verf. hat bezüglich der ersten Localität sichergestellt, dass der Kalkstein nicht die Basis des Berges, sondern Einlagerungen in den Congeriensanden bildet, mit denen auch seine Fauna identisch ist. Ausser den von FUCHS angeführten Arten hat Verf. noch *Congeria cf. triangularis* PARTSCH und *Melanopsis Bouéi* FÉR. gefunden, welche die Kalksteine als pontisch bezeichnen. Das zweite, von UHLIG entdeckte Vorkommen ist kein Süßwasser- oder brackischer Kalk, sondern ein Kalksandstein der sarmatischen Schichten mit Kernen und Abdrücken von *Cerithium pictum* BAST. u. s. w. Fr. Slavik.

### Quartärformation.

**Gerard de Geer:** Om rullstensåsarnes bildningssätt. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 19. Heft 5.)

Nach einer kurzen Erwähnung und Kritik früherer Ansichten über die Entstehung der Rullstensåsar bringt Verf. eine neue Theorie vor.

Am Dals Ed, wo zwei von den grossen mittelschwedischen Endmoränen das Thal des Stora Le überqueren, und unmittelbar am Südende dieses Sees, findet sich auf beiden Seiten des Sees Lilla Le eine Accumulationsterrasse von Rullstensgrus in Verbindung mit je einem Moränenwall. Die ebene Oberfläche dieser Randterrassen liegt nur wenig unter der spätglacialen marinen Grenze. Die südliche Terrasse ist älter als die nördliche, und beide sind in Zusammenhang mit dem Stillstand des Eisrandes an den früher erwähnten Moränenwällen entstanden; das Material ist von einem mächtigen subglacialen Strom hervorgeführt, längs dem Boden des Thalbeckens, das jetzt vom Stora Le eingenommen wird.

Ungefähr 15 km sö. vom Ed überqueren dieselben beiden Moränenwälle ein neues Thal, in welchem ein gewöhnliches Rullstensås sich findet. Wo dieses an die Moränenlinien stösst, mündet es jedoch in eine grosse Randterrasse aus, die derjenigen am Dals Ed sehr ähnlich ist.

Unmittelbar südlich hiervon liegen die sogen. Ödskölds moar, ein extramarginales Rullstensfeld, das natürlich an der damaligen marinen Grenze, und nur ein wenig unter dem Niveau derselben gebildet werden konnte.

Eine zweite und gewöhnlichere Varietät von marginalen Rullstensbildungen sind die in tieferem Wasser abgesetzten sogen. Queråsar, zu

welchen „Fjärås bräcka“ in Halland, die Björnstad-Bank nö. vom Fredrikshald u. s. w. zu rechnen sind. Diese sind keine gewöhnlichen Endmoränen, deren Material von den Wellen abgerundet und sortirt ist. Ihre Mächtigkeit kann nämlich bis zu 50 m steigen, und da natürlich das Material nur in ganz seichtem Wasser abgerollt werden konnte, müssen wir, wenn wir die „Queråsar“ als vom Wasser bearbeitete Endmoränen ansehen wollten, annehmen, dass für jeden von diesen oft dicht aneinanderliegenden Rücken je eine besondere Senkung stattfand, und dass diese Senkung dem stetigen Zuwachs des Queråses immer folgte. Dazu kommt noch, dass mehrere typische „Queråsar“ eine so geschützte Lage einnahmen, dass sie niemals von solchen Wellen und Meeresströmungen angegriffen werden konnten, die stark genug waren, ein so gut abgerundetes Material herstellen zu können.

Die Ursache, dass die subglacialen Flüsse eben am Eisrande solche Massen von Åsmaterial ablagerten, liegt darin, dass diese subglacialen Flüsse unter einem starken hydrostatischen Druck hervorgepresst wurden und dadurch diese kolossalen Massen von späterem Åsmaterial abrunden und mitschleppen konnten; am Eisrande aber hörte der Druck auf; wenn der Rand eine längere Zeit dieselbe Lage einnahm, häufte sich das Åsmaterial unmittelbar ausserhalb desselben an, den Fluss aufdämmend, so dass die Mündung desselben sich allmählich nach der einen oder der anderen Seite verschob.

Die kleinen Endmoränen vom Sundbybergtypus in der Gegend n. und nw. von Stockholm zeigen, dass der Eisrand bei der Entstehung der Åsar einer ganz regelmässigen periodischen Abschmelzung unterworfen war; die verschiedenen Perioden entsprechen wahrscheinlich dem wärmsten Theil des Jahres.

Die Åsar dieser Gegend bestehen aus mehr oder weniger deutlich isolirten Partien, Åscentra. Das Material des proximalen Endes dieser Åscentra ist oft sehr grob, Blöcke, gegen das distale Ende hin wird es allmählich feinkörniger, Kies und Sand. Ein folgender Åsrücken liegt nicht in der Fortsetzung des älteren, sondern verschoben nach der Seite.

Die verschiedenen Centra der eigentlichen Åsar wurden nacheinander unmittelbar innerhalb des Eisrandes abgesetzt. Sie sind demnach bald sub-, bald supramarine, immer jedoch submarginale Deltabildungen. Unter dem Eise selbst war die Stosskraft des subglacialen Flusses allzu gross, um eine Sedimentation zu erstatten; hier konnte nur eine Transportation des inzwischen abgerundeten Materiales stattfinden.

Wenn so ein Åscentrum abgesetzt war, und der Eisrand sich ein wenig zurückgezogen hatte, suchte sich der subglaciale Fluss eine neue Abflussrinne auf; an der Mündung dieser, schräg hinter dem schon fertigen Åscentrum setzte sich ein neues Centrum ab u. s. w.

In der Gegend von Stockholm war die Abschmelzung des Eisrandes stärker im W. als im O. Hier schob sich demnach der Eisrand mit seinen Spalten schneller und weiter gegen O., dem in sö. Richtung fliessenden Binneneisflusse zu. Eine Folge hiervon ist, dass die Åscentra dieser Gegend desto weiter gegen W. verschoben sind, je später sie gebildet wurden.



Die Absetzung eines Äscentrums muss eine sehr schnelle gewesen sein, und Verf. stellt in Aussicht, die Relation zwischen den Äscentra, den Jahresschichten des Glacialthones und den vermutheten Jahresmoränen des Sundbybergtypus näher zu erörtern.

Anders Hennig.

**R. D. Salisbury:** Salient Points concerning the glacial Geology of North Greenland II. (Journ. of Geol. 4. (7.) Chicago 1896. 769—810.)

Die mit vielen lehrreichen Photogrammen versehene Abhandlung erörtert folgende Punkte: Die Möglichkeit einer zusammenhängenden Vereisung zwischen Grönland und den angrenzenden Ländern. Die topographischen Verhältnisse der Westküste Grönlands gestatten nicht die Annahme, dass das Eis die ganze Küstenregion überschritten habe, wahrscheinlich konnte es nicht einmal den engen Waigat überschreiten und mit dem Discoer zusammenhängen. Das grönländische Plateau stürzt oft mit Höhen von 1500—3000 Fuss ab, das Eis musste also hier abbrechen; diese Bruchstücke könnten sich ja unten wieder vereinigen und einen kleinen Gletscher bilden, und dieser könnte nach und nach sich mit dem oberen Eis vereinigen, doch würde es nicht über ein Wasser zu einem Nachbarland hinübersetzen, ohne die Stossseite des Landes stark anzugreifen; solche Anzeigen fehlen aber auf der Ostseite von Disco. Das Phänomen der schwimmenden Gletscherenden in flachen Gewässern könnte in günstigen Fällen eine schliessliche Überbrückung von Gewässern durch die Gletscher ermöglichen, dieses Eis würde aber mit dem aus dem gegenüberliegenden Lande selbst herabkommenden Eis in dem Wassergebiet zusammentreffen und die beiderseitigen Küsten würden die Topographie von Leeseiten zeigen müssen. Auch für Neu-Fundland scheint es erwiesen, dass die Insel selbständig, nicht zusammenhängend mit dem Festland vergletschert war. Verf. wirft demnach auch Zweifel auf, ob Skandinavien und Gross-Britannien jemals eine continuirliche Vereisung gehabt haben.

Steile, bisweilen verticale Enden und Seiten der Gletscher sind häufig, aber nicht alleinig vorhanden; bisweilen ist eine flache Abböschung durch angetriebenen (später zu körnigem Eis verfestigten) Schnee verursacht. Überhängende Lager von Eis finden sich auch an den Enden, wenn einzelne Lager des Eises ungleiche Festigkeit haben, oder Schuttmassen zwischen denselben liegen; der Betrag des Überschiebens ist abhängig von der Menge des Schutts. Ursache: Verschieden rasches Schmelzen. Sehr wichtig ist die Beobachtung von deutlicher Schichtung und Gangbildung des Eises; die Schichtung ist nicht abhängig von Schuttlagen; manche Schichten sind fester (blau), andere poröser (weiss); die Schichten sind von verschiedener Dicke. Die Quergänge sind theils (3—4' dicke) Gänge von (oft härterem) Eis, theils longitudinale Adern. Die Lager und Schichten sind häufig gestaucht, und zwar meist um die grösseren Linsen von Schutteinlagerungen, oder dicht über schuttreichen Schichten.

Fast immer an den Enden, auch an den Seiten des Gletschers sind die horizontalen Lager aufgebogen, während sich die Erscheinung nach oben hin verliert. Bei breiten Gletschern sieht man am Ende sogar mehrere Anti- und Synklinalen im Querschnitte. Bei dieser Aufbiegung wird Schutt vom Boden und von den inneren Lagen mit an die Oberfläche geführt und es entstehen oberflächliche Schuttanhäufungen, die an Seitenmoränen oder an mehrere parallele bogenförmige Endmoränen erinnern, zonenartig zu Reihen und Rücken verbunden, oder isolirte Kuppen bildend! Jede Reihe entspricht einem schuttreichen Zwischenlager, welches in die Höhe gekommen ist. Hierdurch wird ein topographisches Bild hervorgerufen, was der wilden Endmoränenlandschaft der Vereinigten Staaten entspricht. Auch kleine Wasserbecken finden sich hier wohl.

Der untere Theil des Eises, welcher schuttbeladen ist, scheint seine Bewegung fast ganz zu verlieren und das Bett zu werden, über welches das obere Eis vorschreitet. Die Enden mancher Gletscher scheinen auf moränenartigen Schuttdämmen (pedestals, embankments) zu lagern, die sie sich selbst aufgebaut haben; dieselben bestehen aus Gletschereis, welches so voll von Schutt ist, dass es seine Bewegung verloren hat und von aussen nur wie eine Schuttmasse erscheint. Beim Abschmelzen bleiben diese Massen wie Moränen zurück, die höher als das Gletscherbett liegen. Das Oberflächenmaterial besteht fast allein aus dem Schutt, der sich nahe den Gletscherenden und -Kanten sammelt. Echte Oberflächenmoränen finden sich höchstens bei den Nunstaks; vom Wind heraufgeblasener Staub findet sich nahe am Ende. Daher kann es auch keine „superglacial drift“ geben und können die Eskers und Kames auch nicht aus superglacialen Gewässern gebildet sein (die Oberflächenströme sind auch so reissend, dass in ihren Canälen kein Schutt abgesetzt werden kann). Die physikalische und chemische Beschaffenheit des Oberflächenmaterials zeigt keine höhere Oxydation und Verwitterung als bei dem subglacialen, die Oberflächenblöcke zeigten dieselbe Bearbeitung wie die unteren. Gletscherdrainage: Nur ausnahmsweise strömt ein Fluss unter einem Gletscher an dessen Ende hervor, meist kommt er unter oder durch die Schuttmassen hervor. Zwischen dem Gletscherrand und der Thalwand findet sich gewöhnlich ein Strom. Oberflächenströme grösserer Länge sind wegen der vielen Spalten selten. Inglaciale Ströme kommen auch vor, ein Beispiel von Wasser (durch Schlamm roth gefärbt), welches unter hohem Druck aus dem Eise am Gletscherende hervorsprang, ein anderes, wo aus der Eisoberfläche ein Springbrunnen ausbrach, werden als Belege mitgetheilt. Eskers und Kames sind (mit einer einzigen Ausnahme) nicht beobachtet. Die Oberfläche, über welche das Eis sich zurückgezogen hat, war nicht von dem Schutt (drift) topographisch gestaltet, die Oberfläche war fast eben; nur geringe Details waren beachtenswerth, indem der Schutt in mehreren concentrischen, halbmondförmigen, 1—2 Fuss hohen Rücken vertheilt erschien, z. Th. als ob eine schwere Walze über das flache Land passirt wäre. Im Ganzen ist der Schutt in Grönland steiniger als in Nordamerika, Thon fehlt fast ganz. E. Geinitz.

J. Geikie: The Last Great Baltic Glacier. (Journ. of Geology. 5. 4. 1897. Chicago.)

Erwiderung auf KEILHACK's Einwände (dies. Jahrb. 1897. I. -516-). Zunächst wiederholt GEIKIE nochmals seine früheren Beobachtungen bezüglich Englands: zwei verschiedene boulder clays in den tiefgelegenen Landstrichen, dem Saxonian und Polandian, angehörig, beide ohne Endmoränen; diese erst an der Basis des Hochlandes, und zwar nicht beim Rückzug der letzten Hauptvereisung, des Polandian, gebildet, sondern beim erneuten Vorstoss von Gletschern, einer gesonderten glacialen Epoche angehörig. In der Zwischenzeit war W.-Schottland tiefer, an den Küsten unter dem Meer gelegen, das Klima gemässigt. Daher hielt GEIKIE auch die baltischen Endmoränen für die Ablagerungen einer getrennten und selbständigen glacialen Epoche, die Grundmoränen vor, unter, hinter derselben nicht, wie KEILHACK, für gleichalterig.

1. Von den zwei Geschiebemergeln in Dänemark und Schleswig-Holstein ist der obere auf die östliche Region beschränkt, beide stammen im Wesentlichen aus dem Balticum; in Holland stammt nach GEIKIE der einzige Geschiebemergel (des Saxonian) aus Norden. Also kann der schleswigsche Untere nicht gleichzeitig mit dem holländischen sein [vergl. die Untersuchungen von MARTIN], der schleswigsche sogen. „Untere“ ist jünger, dem Polandian angehörig. In der That haben wir in der cimbrischen Halbinsel drei Grundmoränen. Die jüngste ist das Product des grossen baltischen Eisstromes; kürzlich ist unter ihr bei Kopenhagen Interglacial aufgefunden.

2. GEIKIE hält mit DE GEER den grossen Moränengürtel in Finland für gleichalterig mit dem baltischen Gürtel und verweist gegenüber KEILHACK's Einwänden auf DE GEER's neueste Darstellungen.

3. Das Zusammenstossen des skandinavischen und britischen Eises, im oberen boulder clay documentirt, hatte auch GEIKIE nicht dadurch bewiesen, dass im oberen boulder clay skandinavische Geschiebe vorkämen, sondern ganz anders.

4. Die hinter der baltischen Endmoräne liegenden oberflächlichen Glacialablagerungen sind nach GEIKIE jünger als das Polandian, also sind auch die obersten interglacialen Ablagerungen an der Ostsee jünger als solche südlich des baltischen Rückens. Dass alle weiter nach N. folgenden Endmoränen zur Unterscheidung weiterer distincten Glacialepochen dienen müssten, weist GEIKIE unter Hinweis auf Rückzugsendmoränen in den Alpen, Nordamerika u. s. w. zurück.

5. Gegen die vergleichende graphische Darstellung der Werthigkeit der vier Glacialepochen seitens KEILHACK führt GEIKIE die ganz anders gestaltete von DU PASQUIER auf (der übrigens auch zwischen den Stadien Z und Z' eine Interglacialzeit nachgewiesen hat). E. Geinitz.

---

K. Rördam og C. Bartholin: Om forekomsten af Juraforsteninger i løse Blokke i Moraeneler ved Kjöbenhavn. (Danm. geol. Undersögelse. 2. 7. 20 p. 1 Taf. Kjöbenhavn 1897.)



Die durchschnittlich 20' mächtige obere Moräne Seelands führt baltische Leitblöcke. Unten liegt, bis 100' mächtig, kalkhaltiger feiner Diluvialsand, der wieder auf unterer Moräne lagert. 1—1½ Meilen nördlich von Kopenhagen tritt der Sand zu Tage. Hier fanden Verf. Bruchstücke eines aus dem oberen Moränenlehm stammenden eisenhaltigen Sandsteines, der mit dem Spatheisen der Gegend von Rønne auf Bornholm übereinstimmt und folgende Pflanzenreste enthielt: *Schizoneura* sp., *Cladophlebis Rösserti*, *Podozamites lanceolatus intermedius*, *P. angustifolius*, *Oleandridium vittatum* (neu für Bornholm), *Gingko Huttoni*. Der Block bildet ein neues Glied in der Bestimmung der Richtung des baltischen Eisstromes über Seeland.

E. Geinitz.

**Du Pasquier:** Le loess préalpin son âge et sa distribution géographique. (Bull. Soc. sc. nat. Neuchâtel. 23. 1895; Arch. sur phys. et nat. Genève. (3.) 34. 1895.)

**Du Pasquier und Penck:** Bemerkungen über das Alter und die Verbreitung des Lösses. (Geogr. Zeitschr. 2. 2. 1896.)

Die obigen Notizen zu Grunde liegenden Beobachtungen beziehen sich hauptsächlich auf Lössvorkommnisse aus der Umgebung von Lyon, Grenoble und des Thales der Durance.

Der voralpine Löss ist ein zwischen den Moränen der letzten und vorletzten Vergletscherung eingeschaltetes Gebilde. Er ist somit sicher interglacial. Bei Lyon enthält er die gewöhnlichen Lössfossilien.

Die als Löss bezeichneten Gebilde sind aber nicht immer gleich alt. Oftmals handelt es sich um Abschwemmungsproducte verschiedener älterer Ablagerungen hauptsächlich des eigentlichen Lösses, in welchem Falle eine Unterscheidung recht schwierig ist. Bei Lyon enthält der echte alte Löss Reste von *Elephas intermedius*, während der abgeschwemmte Löss der Thalböden *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* führt.

Die Aufschlüsse von Biaune bei Lyon sind sicher interglacial.

Die Verbreitzungszone des echten Lösses der letzten Interglacialzeit beschränkt sich auf die klimatische Zone des mitteleuropäischen Gebietes; das Mediterrangebiet enthält keinen echten Löss. Hier findet man nur braunen entkalkten Lehm.

Ein weiteres sehr charakteristisches Gebilde für dieses mediterrane und maritime Klimagebiet ist ein blutrothes Verwitterungsproduct der älteren Glacialgebilde (Deckenschotter etc.), welche sehr an die Terra Rossa-Bildungen und den Ferretto Italiens erinnern. Somit scheinen sich Löss und rothe Verwitterungsproducte gegenseitig auszuschliessen. Die Grenze beider fällt also mit einer wichtigen klimatischen Scheidelinie zusammen; nördlich die mitteleuropäische Klimaprovinz, südlich die subtropische maritime Mediterranprovinz. Auch im südlichen Österreich fällt die Grenze zwischen Löss und dem Gebiet mit rothen Verwitterungsproducten mit der Nordgrenze des subtropischen Klimas zusammen. Der Löss ist also auf die Continentalgebiete der Mitte und des südlichen Ostens Europas beschränkt. In Italien und Spanien wurde nie echter Löss gefunden.

H. Schardt.

P. Tutkowski: Zur Geologie des Lutzk'schen Kreises im Gouv. Wolhynien. 2. Über den See-Löss und den subaëralen Löss. (Annuaire géol. et min. d. l. Russie. 2. 51—63. 1897. Russ. u. deutsch.)

Im südwestlichen Theile des Kreises Lutzk kommt nicht nur, wie schon früher bekannt, Süßwasser-Löss (S.-L.), sondern in viel weiterer Verbreitung auch subaëraler Löss (s. L.) vor. Der erstere ist stets und deutlich dünngeschichtet, plastisch, wasserundurchlässig, daher Quellhorizonte bildend, an den Entblössungen immer feucht erscheinend, der letztere stets ungeschichtet, trocken, porös, wasserdurchlässig. Der S.-L. enthält (zuweilen in bedeutender Menge) Süßwasserconchylien: *Pisidium amnicum* MÜLL., *Planorbis riparius* WEST., *Helix rufescens* PEN., *H. aff. lamellata* JEFFR., *Succinea putris* L. sp. forma minor SANDB., *S. oblonga* DRAP., *Lymnaeus fragilis* L. sp. var. *fuscus* SANDB., *L. trunculatus* MÜLL., während im s. L. nur eine *Pupa muscorum* L. beobachtet worden ist. Der S.-L. bildet sanfte, leicht rutschende Gehänge und liegt gewöhnlich auf verhältnissmässig tieferem Niveau, indem er die unebene Oberfläche der Kreideformation ausgleicht, der s. L. bildet verticale Abhänge, öfters mit säulenförmigen Absonderungen, und wird auf der Höhe der Hügel, am Gehänge und in den Thälern beobachtet. Sind beide Lössarten an einem Orte entwickelt, so bedeckt der s. L. stets den S.-L. Die inselartige Verbreitung des S.-L. weist auf eine postglaciale (bez. der ersten Vergletscherung) Seeperiode hin. Verf. vertritt die Meinung, dass die Bildung des S.-L. und s. L. zu gleicher Zeit vor sich ging, und dass nur die obersten Horizonte des s. L. jünger sind als der S.-L.

Doss.

west of the Rann of Kuchh. 27. — GRIMES: Geology of parts of the Myingyan, Magwe and Pakokku districts, Burma. 30. — SMITH: The geology of the Mikir Hills in Assam. 71. — HAYDEN: On the geology of Tirah and the Bazár Valley. 96.

\* The Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo, Japan. 8°. [Jb. 1897. I. -427-.]

11. Part 4. 1899. — SEKIYA †: The earthquake Investigation Committee Catalogue of Japanese Earthquakes. 315. — OMORI: Notes on the Earthquake Investigation Committee Catalogue of Japanese Earthquakes. 389.

### Berichtigungen.

1894. I. -44- Z. 17 v. u. lies Yenagori, Mino statt Yenagari Mino.  
 1898. " -20- Z. 22 v. o. " krystallographisch nicht gemessen statt krystallographisch gemessen.  
 1899. " -16- Z. 17 v. o. " Cumberland statt Cornwall.  
 " " -28- Z. 13 v. o. " P. JEREMEJEV statt C. JEREMEJEV.  
 " " -28- Z. 14 v. o. " Amanans statt Amanaar.  
 " " -28- Z. 12 v. u. " 1,95 Li<sub>2</sub>O statt 1,95 Si<sub>2</sub>O.  
 " " -79- Z. 5 v. u. " SiO<sub>2</sub> statt CiO<sub>2</sub>.  
 " " -92- Z. 20 v. u. " 33 statt 38.  
 " " -194- Z. 12 v. o. " L. Mc. J. LUQUER statt L. Mc. LUQUER.  
 " " -196- Z. 14 v. o. " Cuoack statt Cussak.  
 " " -210- Z. 7 v. o. " CaO 5,15 statt CaO 5,15.  
 " " -211- Z. 12 v. o. " 3—13 des Sep.-Abdr. (p. 1109—1119).  
 " " -220- Z. 4 v. o. " JACOBUS M. VAN BEMMELEN statt G. M. VON BEMMELEN.  
 " " -232- Z. 2 v. o. " Hamblen Co. statt Hamblon Co.  
 " II. -11- Z. 11 v. o. " Antipow statt Antipon.  
 " " -17- Z. 17 v. o. " Valleriit statt Valeriit.  
 " " -17- Z. 9 v. u. " Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> statt F<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.  
 " " -30- Z. 10 v. u. " 0,17 CaO statt 0,17 CuO.  
 " " -31- Z. 8 v. u. " MELIKOW statt MELNIKOW.  
 " " -31- Z. 17 v. u. " FeS . Cr<sub>2</sub>S<sub>3</sub> statt FeS . Zr<sub>2</sub>S<sub>3</sub>.  
 1900. I. -254- Z. 17 v. o. " PIPEROFF statt SIPEROFF.



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1900

Band/Volume: [1900](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1203-1298](#)