

# **Diverse Berichte**

# Geologie.

## Allgemeines.

**F. Frech:** „Aus der Vorzeit der Erde.“ Aus Natur und Geisteswelt. Sammlung wissenschaftlicher gemeinverständlicher Darstellungen. 6 Bände. Zweite, erweiterte Auflage. Verlag von G. B. TEUBNER in Leipzig. 8°. 1908—1911.

Das im Jahre 1904 erschienene Bändchen „Aus der Vorzeit der Erde“ ist inzwischen von F. FRECH zu einem umfangreichen Lehrbuche von 6 Bändchen ausgestaltet worden, das unter gleichem Titel als zweite erweiterte Auflage vorliegt. Der Verfasser bezweckte, in dem Raume von kleineren Bändchen eine vollständige Darstellung der Fragen der allgemeinen Geologie und physischen Erdkunde zu geben. Die vor Jahren oder in wenig veränderten neuen Auflagen erschienenen Lehrbücher der Geologie, wie die bekannten Werke von NEUMAYR und CREDNER, sind bei dem raschen Fortschreiten unserer Wissenschaft naturgemäß mehr und mehr veraltet, ein weiteres auf der Höhe der Zeit stehendes Werk, wie das Lehrbuch von HAUG, ist nur französisch erschienen. Das vorliegende neue Lehrbuch von FRECH füllt daher eine fühlbare Lücke aus und ist zurzeit das einzige, das sowohl Studierenden wie Laien, die sich für unsere Wissenschaft interessieren, aufs angelegentlichste empfohlen werden kann. Hierzu eignet sich das Buch auch besonders wegen seiner fesselnden und trotz aller Wissenschaftlichkeit leicht faßlichen Darstellungsweise im Gegensatz zu dem meist recht trockenen Lehrbuchston. Eine große Anzahl trefflicher Textbilder und Tafelbilder erleichtern das Verständnis. Der Wert des Werkes wird noch dadurch erhöht, daß nicht allein die fundamentalen Grundsätze unserer Wissenschaft in vorbildlicher, meisterhafter Form geschildert werden, sondern daß der Autor auch zu allen unsere Wissenschaft zurzeit bewegenden Problemen Stellung nimmt.

FRECH hat hierbei eine Fülle von eigenem Wissen und eigenen Ideen verarbeitet, wobei er aber auch andere von ihm nicht geteilte Ansichten zur Geltung kommen läßt.

So gehen von dem als Lehrbuch gedachten Werke auch eine Menge neuer Anregungen aus.

Sehr angenehm für den Leser erweisen sich die kurzen, am Schlusse eines jeden Kapitels gegebenen Zusammenfassungen.

Band I gibt zunächst einen geschichtlichen Überblick über die Entwicklung der Geologie und beschäftigt sich dann mit der vulkanischen Tätigkeit und den Vulkanen, die in mehreren Abschnitten behandelt werden.

Nach der Einführung in das Wesen des Vulkanismus werden die einzelnen Vulkantypen näher erläutert, wie Volcano und Stromboli, Vesuv und Ätna, die Lavavulkane von Hawai und Samoa. Besonders anschaulich werden die verschiedenen historischen Ausbrüche des Vesuvs, sowie die Ausbrüche des Krakatao und Mont Pelé geschildert. Die Darstellung der Quellkuppen, Massenausbrüche und Zerstörung der Vulkanberge durch Erosion beschließt den ersten Abschnitt, während die folgenden beiden Abschnitte den vulkanischen Ausbruchsgesteinen und den Nachwehen des Vulkanismus (Geysirs, Fumarolen, Mofetten und Seenbildung) gewidmet sind. Es wird hierbei im Anschluß an die Besprechung der vulkanischen Trichter, Tuffkanäle und ihre Diamantvorkommen auch auf aktuelle Fragen, wie auf die Diamantvorkommen Deutsch-Südwestafrikas gebührend Rücksicht genommen. Eine Erörterung der zeitlichen und räumlichen Verteilung der vulkanischen Erscheinungen beschließt das Kapitel des Vulkanismus.

Band II ist dem Gebirgsbau und den Erdbeben gewidmet.

In zwei Abschnitten werden die Gebirge, ihre Entstehung und die Erklärungsversuche der Gebirgsbildung behandelt, während ein weiterer Abschnitt sich mit den Erdbeben beschäftigt. Dies Kapitel über Erdbeben ist wohl die beste zusammenfassende Darstellung, die überhaupt je über Erdbeben gegeben worden ist. Der Autor beschreibt ja auch die wichtigsten Erdbebengebiete auf Grund genauer persönlicher Kenntnis.

Im allgemeinen wäre die Betonung der allgemein verbreiteten tektonischen Beben im Gegensatz zu den auf ein enges Gebiet beschränkten, weniger bedeutsamen vulkanischen Erschütterungen hervorzuheben. Die Einsturzbeben sind Erscheinungen der unterirdischen Erosion.

Genau werden ferner die Gegensätze zwischen den Beben der pazifischen und atlantischen Gebiete erörtert. Der Zusammenhang zwischen dem Ursprung der pazifischen Beben in den randlichen, in weiterer Vertiefung begriffenen Gräben des Stillen Ozeans und der Verbreitung und Anordnung der Zerrungsgebirge auf beiden Seiten des Pazifik wird verglichen mit den gänzlich verschiedenen Verhältnissen des atlantischen Gebietes, wo keine Zerrungs-, sondern Stauungsgebirge quer von den Küstenbrüchen abgeschnitten werden. Eine weitere Verschiedenheit liegt in der Eigenart der Zusammensetzung der pazifischen und atlantischen Eruptivgesteine. Im wesentlichen haben die Erdbeben der alten Welt ihren Ursprung nicht in den Tiefen der Ozeane, sondern in den Gebirgen des Festlandes.

Der letzte Abschnitt des II. Bandes behandelt, auch in engem Zusammenhang mit Band I, die heutigen Ansichten über die Beschaffenheit des Erdinnern und die physikalische Erklärung des Vulkanismus. Die mutmaßliche Temperatur des Erdinnern, die Physik der Eruptionen, Gestalt und Gewicht der Erde, die besonders auf Grund der verschiedenen Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbeben zu eruiierenden Hauptbestandteile der Erdmasse und die Herkunft

der vulkanischen Massen werden eingehend besprochen. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse des I. und II. Bandes über Vulkanismus und Gebirgsbildung bildet den Schluß.

Band III behandelt die Arbeit des fließenden Wassers. Der Stoff wird gegliedert in die Arbeit des oberflächlich fließenden Wassers (Hauptabschnitt A) und in die Werke des unterirdisch fließenden Wassers (Hauptabschnitt B).

Im Hauptabschnitt A werden die Wildbäche und ihre Folgeerscheinungen, sowie die Talbildung besprochen.

Nach der Schilderung der physikalischen Tätigkeit des Wassers wird die chemische Wirkung des Wassers behandelt, die zunächst in den Karstphänomenen hervortritt. Besonderes Interesse beansprucht hierbei die Besprechung der tropischen Karstlandschaft.

Die auch von ihrem Autor inzwischen in manchen Punkten zurückgezogene Karstwassertheorie von GRUND wird nur in sehr beschränktem Maße und nur für eben gelagerte Karstplateaus akzeptiert.

Das Karren- und Schratzenproblem wird im Gegensatz zu der ECKERTSchen Ansicht wesentlich vereinfachter und ungezwungener erklärt.

An die Darstellung der Karsterscheinungen reihen sich noch ausführliche Abschnitte über Quellen und Grundwasser, wobei auch die Radioaktivität der Quellen gebührend gewürdigt wird, sowie über Bergstürze.

Band IV schließt sich direkt an Band III mit der Schilderung der Arbeit des Ozeans und der chemischen Tätigkeit des Wassers im allgemeinen, die bereits schon bei den Karstphänomenen begonnen worden ist. Es wird weiter noch die chemische Tätigkeit des Wassers bei der Bodenbildung eingehend hervorgehoben, ein Kapitel, das besonders auch für Landwirte von hohem Interesse ist.

Bei der folgenden Erörterung der Landschaftsform im Mittelgebirge und der Wirkung der Abtragung wendet Verf. sich u. a. gegen die Peneplains-Theorie von DAVIS, die nur in sehr beschränktem Maße, und zwar nur für Steppen- und Wüstendenudation, diskutabel sei.

Das wichtige Kapitel der Arbeit des Ozeans umfaßt die Schilderung der Küstenbrandung und Gesteinsbildung am Grunde des Weltmeeres, die Bildung der Korallenriffe und Kalksteine, sowie die Geographie der Ozeane in der geologischen Vorzeit. In der Frage der Dauer oder Veränderlichkeit der großen Weltmeere nimmt Verf. eine vermittelnde Stellung ein zwischen den Ansichten von Forschern wie DANA, MURRAY u. a., die die großen, durch die 200 m-Linie getrennten Ozeantiefen und die Kontinentalmassen für im wesentlichen unveränderlich halten, und der Meinung von SUSS und NEUMAYR, die für eine stärkere Veränderlichkeit derselben eintraten.

Zu den bleibenden Größen gehört vor allem der ganz überwiegend große Teil des Pazifischen Ozeans, das Reich des roten Tiefseetons mit seiner unendlich langsamen Wachstumszunahme.

Die Entstehung des Indischen Ozeans gehört dagegen der Mitte und dem Ende des Mesozoicums an, während die zeitliche Entstehung des Atlantischen Ozeans am wenigsten einheitlich ist und das europäische Mittelmeer einen ebenso häufigen, wie einschneidenden Wechsel seiner Grenzen zeigt.

Band V umfaßt die Bildung der Steinkohle, die Wüstengeologie und Betrachtungen über das Klima der Vorzeit.

Es wird zunächst die Entstehung von Kohle und Erdöl behandelt und dann das Klima bei der Bildung der Kohlenflöze erörtert.

Verf. wendet sich in dieser Frage energisch gegen die Ansicht von POTONIÉ, der mit dem Hinweis auf Beobachtungen an Sumpfmooresn Sumatras die längst widerlegte Hypothese aufwärmt, wonach die Kohlen im Tropenklima gebildet sein sollten.

Ferner werden besprochen die Braunkohlenbildung, die Bildung der Steinkohle, der Zusammenhang zwischen der Gebirgsfaltung und der Verteilung der Kohlenfelder in Mitteleuropa, die Eiszeiten und die Torfbildung.

Ein Abschnitt betrachtet die Kohlenvorräte der Erde und deren voraussichtliche Erschöpfungszeit.

In weiteren Abschnitten folgen Erörterungen über Wüstenbildung (wo die Hypothese eines „Wüstenklimas“ zur Zeit des Rotliegenden sowie die einer rein kontinentalen Entwicklung des Buntsandsteins widerlegt wird), Dünen, Steppen und Lößbildung und im Anschluß hieran über trockene und feuchte Perioden, über tropisches Klima und Eiszeiten in der geologischen Vergangenheit.

Die letzteren Fragen werden auch weiter noch ausführlich im VI. Bande behandelt, der sich sonst in der Hauptsache mit der Gletscherbildung der Jetztzeit und der geologischen Vorzeit befaßt.

Der letzte VI. Band zerfällt in die Kapitel über Lawinen und Gletscher, über die Werke der Eiszeit und die Einheitlichkeit ihrer Klimaänderung, sowie über Fjord- und Seenbildung als Wirkung der Eiszeit. **Carl Renz.**

Cairnes, L. D.: Some suggested new physiographic terms. (Amer. Journ. Sc. **34**. 1912. 75—87.)

Krümmer, A.: Historische Entwicklung und Definition der hauptsächlichsten tektonischen Begriffe in Bergbau und Geologie. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 249—265.)

Goldthwait, J. W.: Isobases of the Algonquin and Iroquois Beaches and their significance. (Bull. geol. Soc. Amer. **21**. 1910. 227—248.)

Scupin, H.: Eine einfache Formel zur Berechnung der Schichtenmächtigkeit im gebirgigen Gelände. (Zeitschr. f. Naturw. Halle 1912. 7 p.)

Sander, B.: Über tektonische Gesteinsfazies. (Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 249—257.)

Compte rendu du XI Congrès Géologique International. Stockholm 1910. 2 Bde. Stockholm 1912. 1413 p.

Tschirwinsky, P.: Bericht über den XI. internationalen geologischen Kongreß zu Stockholm im August 1910 nebst kurzer Beschreibung des geologischen Baues der besuchten Lagerstätten und Beschreibung der eingesammelten Kollektionen. (Aus d. Inst. f. angew. Min. u. Geol. d. ALEXEI'schen DON-schen Polytechn. i. Nowotscherkassk. 1912. I. 236—297. 24 Fig. Russ. mit deutsch. Res.)

- Geer, G. de: A Geochronology of the last 12 000 years. (Compt. rend. du XI. Congrès Géol. Int. Stockholm 1910. I. 241—257. 3 Fig.)
- Roestel, N.: Methodisches Handbuch der Mineralogie und Geologie. 8°. 259 p. 170 Textbilder. Leipzig 1912.
- Wegemann, C. H.: Planetable Methods as adapted to geologic mapping. (Econ. Geol. 1912. 7. 621—637.)
- Spitz, W.: Versuch eines Schemas zur Darstellung von Kluft- und Harnischbeobachtungen. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 1913. 3. 48—57. 1 Taf. 1 Fig.)
- Lerch, L.: Anleitung für geologische Wanderungen in der Umgegend von Hannover. 8°. 728 p. 231 Abb. 1 Karte. Hannover 1913.
- Willis, B.: Index to the stratigraphy of North America, accompanied by a Geologic Map of North America compiled by the U. S. Geol. Surv. in cooperation with the Geol. Surv. of Canada and the Instituts Geologico de Mexico under the supervision of B. WILLIS and G. W. STORE. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 71. 1912. 894 p. 1 Taf. 19 Fig.)
- Wichmann, A.: FERDINAND ZIRKEL 1838—1912. Ein Erinnerungsblatt. (Der Geologe. Leipzig, Febr. 1913. No. 9. 159—166.)
- Geological Literature. Added to the Geol. Soc. Library. 1911. London 1912. 164 p.
- Kaiser, E.: Die geologische und mineralogische Literatur des Rheinischen Schiefergebirges und der angrenzenden Gebiete. 1907—1908. 42 p. 1909. 23 p. 1910. 20 p. Herausgeg. v. Naturhistor. Ver. d. preuß. Rheinlands und Westfalens.
- Schmidt, B.: Generalregister zu Bd. I—VI (1902—1907) der Zeitschrift Natur und Schule und I—IV (1908—1911) der Monatshefte für den naturwissenschaftlichen Unterricht. Leipzig und Berlin 1913. 59 p.

## Dynamische Geologie.

### Innere Dynamik.

**K. Schneider:** Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. 272 p. 50 Abb., Kart. u. Prof. Berlin 1911.

Verf. sieht mit Recht als eines der wichtigsten Mittel für den Fortschritt der vulkanologischen Forschung die genaue Kenntnis der Physiographie der Vulkane und der sich aus ihr ableitenden Erscheinungsgesetze an. Verf. führt sodann seine von ihm schon früher benutzte Nomenklatur vor Augen (s. unten das Schema), wobei er neben den bekannten diversen Typen des von den Vulkanen gelieferten Materials, deren Baue selbst in 7 Typen zerlegt.

Hieran schließt sich ein Vergleich der Vulkanformen des Mondes mit denen der Erde, wobei generell gleichartige Formen des kosmischen und terrestrischen Vulkanismus festgestellt werden.

Das nächste Kapitel bringt die von SCHNEIDER auch seit langem verfolgten Ideen der zeitlichen, also genetischen Entwicklungsphasen der von den Vulkanen gelieferten Materialien, wie auch ihrer Baue selbst, wofür eine ganze Reihe von Beispielen gebracht werden. Die Morphologie der Vulkane und Vulkanprodukte läßt sich danach in folgendes Schema kleiden:

Eruptionsphase	Förderungsart	Form
Ältere	rheumatitisch [nur oder überwiegend Ergüsse] <sup>1</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>ältere <span style="font-size: 2em;">{</span> Pedioniten [Lavadecken]</li> <li style="padding-left: 2em;">Aspiten [Lavavulkane]</li> <li>jüngere <span style="font-size: 2em;">{</span> Tholoide [im wesentl. Quellkuppe]</li> <li style="padding-left: 2em;">Belonite [Lavanadeln u. Zacken]</li> </ul>
Mittlere	rheuklastisch [Ergüsse und Lockermaterialien wechsellagernd]	— Konide [Stratovulkan] (Pseudoaspite)
Jüngere	klasmatisch [nur oder überwiegend Lockermaterialien]	<ul style="list-style-type: none"> <li>Homate [im wesentl. Explosionskratere]</li> <li>Maar</li> </ul>

In einem weiteren interessanten Kapitel behandelt Verf. die vulkanischen Bildungen Mitteleuropas seit dem Tertiär, die er einer äußeren und inneren Zone einordnet, deren Haupteruptionszeit das Miocän war, und deren Tätigkeitszentren nach Westen wanderten. Die beiden Zonen waren nicht gleichzeitig tätig, die innere bedeutend früher erloschen als die äußere.

Eine sich anschließende gruppenweise Beschreibung der Lage, Form und Verteilung der rezenten Vulkane bringt zwar nichts Neues, um so interessanter aber sind die daran geknüpften Berechnungen der Vulkanhäufigkeit und Vulkanvergesellschaftung innerhalb bestimmter Zonen und innerhalb bestimmter Areale der Erdkruste. Bei weiterer Ausdehnung dieser Untersuchungen und genauer kritischer Prüfung der nach der Natur der Sache leider etwas unsicheren Basis berechtigen die schon gewonnenen neuen Gesichtspunkte, die bereits gewisse Gesetzmäßigkeiten in der Anordnung des Auftretens der Vulkane deutlich erkennen lassen, zu den besten Hoffnungen auf weiteren Fortschritt der Erkenntnis.

Ein sehr dankenswerter, neuer Vulkankatalog beschließt das Buch.

<sup>1</sup> [Der Nomenklatur SCHNEIDER's füge ich in eckigen Klammern die gewöhnlich gebrauchten Namen bei, da die Benennungen des Verf.'s m. W. bisher nur wenig Eingang in der Literatur gefunden haben, da sie im allgemeinen nur neue, z. T. auf den ersten Blick recht schwer verständliche Namen für alte Begriffe bringen. Ref.]

Bei der großen Zahl origineller Ideen, welche, wie oben ausgeführt, das Buch bringt, ist die offenbare Flüchtigkeit der Ausführung des Ganzen, wie sie aus der nur lückenhaften Benutzung der Literatur, stilistischen Unschönheiten und der etwas unübersichtlichen, verworrenen Anordnung des Stoffes hervorgeht, nur zu beklagen. Auch dürfte die verwendete Literatur wohl etwas allzu einseitig im Sinne der vom Verf. vertretenen Ansichten ausgebeutet sein, während die denselben entgegenstehenden Beobachtungen und Ansichten nur wenig Berücksichtigung erfahren. Man kann daher nur hoffen, daß Verf. seine Anschauungen, welche so manchen neuen, interessanten und wichtigen Gesichtspunkt für die vulkanologische Forschung eröffnen, künftighin weiter verfolgen, zugleich aber auch vertiefen, und vor allem fester zu begründen bestrebt sein wird.

**Hans Reck.**

**T. A. Jaggar jr.:** Genetic classification of active volcanoes. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—11. 768. [Ausz.]

MERCALI'S Klassifikation der Vulkane ist nicht genetisch und hat Mängel. Bei dem Klassifikationsversuch des Verf.'s spielt die Viskosität der Lava eine hervorragende Rolle. Die unterschiedenen Typen werden in Tabellenform aufgeführt.

**Wetzel.**

**A. Ricco:** Sur l'éruption de l'Etna du 28 mars 1910. (Compt. rend. 150. I. 1078—1081. 1910.)

Am 22. und 23. März 1910 verzeichnete die Erdbebenwarte in Catania eine Reihe von Stößen. Bald darauf bildete sich am Ätna oberhalb des Piano del Lago eine Dampfsäule und es öffnete sich zwischen dem Monte Castello und der Montagnola zwischen 1950 und 2300 m Höhe eine Spalte, in der Richtung SSW.—NNO. sich hinziehend und nach Norden über den Piano del Lago sich fortsetzend. Auf dieser neuen Spalte entstanden 15—20 Krateröffnungen, die Bomben, Lapilli und Dampf unter Detonationen ausstießen; auch floß aus den unteren Öffnungen Lava mit 6 m/sec Maximalgeschwindigkeit heraus; letztere verminderte sich mehr und mehr, indem sich der Strom verbreiterte und in mehrere Arme teilte.

Die Eruptivkrater von 1886, 1892 und 1910 liegen alle auf der 1883 am Südhang des Ätna aufgerissenen Radialspalte, und zwar die jüngeren immer höher als die älteren, da die ausfließende Lava die unteren Teile jener Spalte mehr und mehr verstopfte; die Höhe des Kraters von 1883 beträgt 1050 m, 1886 1450 m, 1892 1850 m, 1910 2125 m.

**Johnsen.**

**E. Haarmann:** Über eine Lavahöhle in Mexico. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 63. 1911. - 161—163 -. 1 Fig.)

Verf. beschreibt eine im Staate Puebla beim Ranchito Tzinacamostoc gelegene, etwa 500 m lange, bis 15 m hohe und bis 10 m breite Höhle in Lava; ihre Entstehung erklärt er durch die Annahme, daß der mehrere Kilometer

breite Lavastrom an der Stelle der heutigen Höhle einen Fluß traf, dessen Wasser die flüssige Lava zum Granulieren brachte. Die hierbei sich entwickelnden Gase wölbten den oberen Teil der Lavadecke auf und entwichen an den dünnsten Stellen der Lavadecke unter Bildung von noch nachweisbaren Schlackenschornsteinen und Blasen. **Milch.**

---

**K. Sapper:** Über isländische Lavaorgeln und Hornitos. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 62. 1910. 214—221.)

Verf. beschreibt einige Kleinformen isländischer Lavaströme und Eruptivstellen. Er glaubt von Lavaorgeln, für deren Entstehung er das kalte Klima mit verantwortlich macht, über die Tröpfchenkegel, Locker- und Schweißschlackenkegel zu den Lavakuppelchen und Schollendomen eine genetische Formenreihe erkennen zu können, welche im wesentlichen durch den Auswurf unter stets geringer werdender Gasspannung und Düninflüssigkeit des Magmas sich erklärt. **Hans Reck.**

---

**W. Kranz:** Das Nördlinger Riesproblem. II. (Jahresber. d. oberrhein. geol. Ver. 1912. N. F. 2. H. 1. 54—65.)

Aus dem Inhalt verdient ein Sprengversuch des Verf.'s Beachtung, der interessante Ergebnisse für einige vulkanologische Fragen gebracht hat. **Hans Reck.**

---

**K. Sapper:** Nachrichten über den Ausbruch des Matavanú auf Sawaii aus den Jahren 1909 und 1910. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin. 1911. No. 3. 172—180.)

**K. Sapper, Grevel und Mennel:** Der Matavanú auf Sawaii am 9. April 1911. (Ibid. No. 7. 485—491.)

**K. Sapper:** Das Ende des Matavanú-Ausbruchs auf Sawaii. (Ibid. No. 10.)

Verf., der schon 1906 und 1909 in dieser Zeitschrift die bekannt gewordenen Nachrichten über den nunmehr 6 Jahre währenden Ausbruch des Vulkans zusammengestellt hatte, gibt in den obigen 3 Publikationen Briefe und Bemerkungen aus den letzten drei Jahren der Tätigkeit des Vulkans wieder, welche ein allmähliches Nachlassen und schließliches Aufhören der Lavaergüsse des Matavanú berichten. **Hans Reck.**

---

**H. Simotomai:** Nachrichten über den Ausbruch des Vulkans Usui in Japan im Jahre 1910. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin. 1911. No. 10.)

Verf. faßt in seiner Publikation die schon veröffentlichten Nachrichten über die Eruption kurz zusammen und ergänzt dieselben durch Wiedergabe eines noch unbekanntem Berichtes eines Augenzeugen.

Der Vulkan besitzt eine weite Kaldera, in der sich zwischen drei Teichen zwei domförmige Quellkuppen erheben; außerdem birgt sie noch vier jüngere Explosionskratere. Die auf Spalten liegenden Ausbruchsstellen der vorjährigen Eruption befinden sich an den Gehängen des alten Vulkans. Im unmittelbaren Anschluß an die Eruption fand eine teilweise Hebung des Gebietes statt, der aber jetzt — nach den letzten Nachrichten — bereits wieder Absenkungen folgten.

Hans Reck.

**G. Lippmann:** Appareil pour enregistrer l'accélération absolue des mouvements sismiques. (Compt. rend. 148. 138—140. Paris 1909.)

Keiner der gebräuchlichen Seismographen registriert die absolute Bodenverschiebung, d. h. diejenige gegenüber einem fixen Punkt, sondern nur die relative Verschiebung zwischen dem Boden und der beweglichen Pendelmasse, welche letztere vom Beginn des Bebens an Schwingungen ausführt. Aber man könnte in Zukunft, wenn auch nicht die absolute Verschiebung  $x$ , so doch deren zweite Ableitung  $x''$ , also die absolute Beschleunigung messen. Ist  $u$  die Verschiebung des Pendels gegenüber dem Boden, so kann, wenn der Boden in Ruhe ist, das Pendel gedämpfte Schwingungen ausführen, welche der Gleichung genügen  $u'' + a u' + b u = 0$ , wo  $u'$  bzw.  $u''$  die erste bzw. zweite Ableitung von  $u$  ist und  $a$  und  $b$  zwei Konstante. Verschiebt sich der Boden mit einer Beschleunigung  $x''$ , so ist — wie früher einmal gezeigt wurde —  $u'' + a u' + b u = -x''$ . Versieht man das Pendel mit einer Linse, welche das Bild eines leuchtenden Punktes  $P$  auf lichtempfindliches Papier wirft, so würde, wenn  $P$  unbeweglich, die Verschiebung des Bildes proportional der Verschiebung  $u$  der Linse, d. h. des Pendels sein. Ist aber  $P$  an dem Faden eines Galvanometers angebracht, durch das ein Strom fließt, dessen elektromotorische Kraft gleich  $A u' + B u''$  ist, so ist die Verschiebung des Bildes offenbar gleich der Summe dreier Ausdrücke, welche proportional bzw.  $u$ ,  $u'$ ,  $u''$  sind. Macht man durch Verschieben der Galvanometerspulen  $A = \frac{a}{b}$  und  $B = \frac{1}{b}$ , so werden die drei Ausdrücke  $u$ ,  $A u'$  und  $B u''$  proportional bzw.  $b u$ ,  $a u'$  und  $u''$ ; zu diesem Zwecke bringt man das Pendel in Eigenschwingungen und reguliert das Galvanometer solange, bis das Punktbild gar keine Bewegung mehr macht, dann ist offenbar die obige Forderung erfüllt, daß das Pendelbild die wahre Bodenbeschleunigung unabhängig von der Eigenschwingung der Pendelmasse beschreibt.

Johnsen.

**V. Cremieu:** Emploi de la balance de torsion comme sismographe. (Compt. rend. 148. 1161—1163. Paris 1909.)

Verf. schlägt die Konstruktion von Torsionsseismographen vor. Ein zylindrischer Körper hängt an einem Metallfaden, mit dem er starr verbunden ist. Der Schwerpunkt des Zylinders und sein Aufhängepunkt liegen

in der (vertikal gerichteten) Achse desselben; dann vollziehen sich die horizontalen Schwingungen um eine vertikale, durch den oberen Aufhängepunkt des Drahtes gehende Achse und die vertikalen Schwingungen um eine horizontale durch denselben Punkt gehende Achse, und beide Schwingungen sind unabhängig voneinander. Befindet sich jedoch der Schwerpunkt des Zylinders infolge von Inhomogenitäten des letzteren auch nur ganz wenig außerhalb dessen Achse, so ergibt sich allerdings bereits eine starke Abhängigkeit beider Bewegungen voneinander und man erhält beträchtliche Schwingungen um die vertikale Achse infolge von unmerklich kleinen Schwingungen um die horizontale Achse.

**Johnsen.**

**A. Lacroix:** Résumé de quelques observations de M. A. Riccò sur le tremblement de terre de Sicile et de Calabre du 28 décembre 1908. (Compt. rend. 148. 207—209. Paris 1909.)

LACROIX veröffentlicht hier auf Wunsch des Herrn A. Riccò, Direktors des astronomischen und geodynamischen Observatoriums von Catania, einige von dessen Beobachtungen über die geographische Verteilung der seismischen Wirkungen vom 28. Dezember 1908:

Grad 10, vollständige Zerstörung: Messina, Reggio, Villa San-Giovanni, Cannitello, Scilla, Bagnara etc.; größter Durchmesser des Gebietes = 40 km.

Grad 9, zerstörende Stöße, einige Opfer; in Sizilien: S. Teresa di Riva und Milazzo; in Calabrien: Rosano, Melito di Porto Salvo; größter Durchmesser = 70 km.

Grad 8, beschädigende Stöße, wenig Opfer; in Sizilien: Patti und Zafferana; in Calabrien: Palizzi und Nocera; größter Durchmesser = 180 km.

Grad 7, sehr starke Stöße, leichte Schäden; in Sizilien: Caltanissetta und Augusta; in Calabrien: Cosenza und Montalto.

Grad 6, recht starke Stöße, in Sizilien: Pollina, Serradifalco, Syrakus.

Grad 5, starke Stöße; in Sizilien: Termini-Imerese.

Grad 4, mäßige Stöße; in Sizilien: Palermo, Corleone, Cattolica-Eraclea.

Grad 3, leichte Stöße; in Sizilien: Marsala.

**Johnsen.**

**A. Angot:** Sur le tremblement de terre du 28 décembre 1908. (Compt. rend. 148. 62—63. Paris 1909.)

Das silurisch-kalabrische Erdbeben vom 28. Dezember 1908 wurde von dem Milne-Seismographen des Parc Saint-Maur-Observatoriums durch die markanteste hier jemals erhaltene Kurve aufgezeichnet. Beide Schwingungskomponenten setzten gleichzeitig und plötzlich um 4<sup>h</sup> 23,9' (Greenwich-Zeit) ein, die großen Schwingungen um 4<sup>h</sup> 27,0', die Vorläufer dauerten also 3,1'. Die Amplitude der OW.-Komponente erreichte 14 mm. Von 4<sup>h</sup> 50' an wurden die Schwingungen viel schwächer und um 6<sup>h</sup> 25' hörten sie gänzlich auf. Die Periode der Eigenschwingung beträgt für das NS.-Pendel

17,0", für das OW.-Pendel 14,9". Nach der Formel der japanischen Kommission berechnet sich aus obigen Zeiten die Epizentraldistanz  $D = 1400$  bzw.  $1900$  km, während Messina in Wirklichkeit  $1580$  km entfernt ist, was etwa das arithmetische Mittel obiger beiden Werte darstellt. Die Magnetographen zeigten damals starke Störungen, z. B. zu Perpignan eine solche um  $4^h 36'$ , also ungefähr beim Einsetzen der Hauptwellen. [Mit der Formel der japanischen Kommission ist wohl OMORI's Formel gemeint, welche für  $D = 100$  bis  $1000$  km lautet:  $D = 436(t_3 - t_1) + 38$ , für  $D = 2000-1400$  km:  $D = 390(t_3 - t_1) + 720$ , wo  $t_3 - t_1$  die Differenz der Eintrittszeiten der ersten Vorläufer und der Hauptwellen in Minuten. Ref.]

Johnsen.

**J. Cornas Sola:** Le tremblement de terre du 28 décembre 1908, enregistré à l'Observatoire Fabra (Barcelone). (Compt. rend. 148. 202—203. Paris 1909.)

Die Vertikalkomponente des Mikroseismographen von Vicentini und besonders die Horizontalkomponenten des Mikroseismographen von Cancani auf dem Fabra-Observatorium (Barcelona) haben das Erdbeben von Messina (28. Dezember 1908) vorzüglich registriert. Berechnet man hiernach die Entfernung des Epizentrums von Barcelona, so ergibt LASKA's Regel  $t_2 - t_1 = d + 1$  [ $t_2 - t_1$  ist die Differenz der Eintrittszeiten der ersten und zweiten Vorläufer in Minuten,  $d$  ist die Epizentraldistanz in Megametern (=  $1000$  km). Ref.] dieselbe =  $1320$  km. Die Formel von JORDAN, gültig für Distanzen, die kleiner als  $2000$  km, ergibt  $D = 7,73(t_3 - t_1) = 1094$  km, wo  $t_3 - t_1$  gleich der Dauer der beiden Vorläufer in Sekunden und  $D$  die Epizentraldistanz in Kilometern ist. Da die Distanz Messina—Barcelona =  $1200$  km, so stimmt hier JORDAN's Formel besser als LASKA's. Daraus folgt, daß sich die longitudinalen Erdwellen [= 1. Vorläufer. Ref.] in sehr geringer Tiefe fortpflanzen; die Höhe der Erdkugelkalotte, deren Basisdurchmesser gleich der Strecke Messina—Barcelona ist, beträgt keine  $29$  km; nimmt man als Herdtiefe  $30$  km an, so beträgt die maximale Tiefe des longitudinalen Wellenzuges etwa  $46$  km.

Johnsen.

**R. Cirera:** Sur le tremblement de terre du 28 décembre 1908. (Compt. rend. 148. 64. Paris 1909.)

Das Erdbeben vom 28. Dezember 1908 wurde auch auf dem Ebro-Observatorium ( $40^{\circ} 19' 14''$  n. Br. und  $0^{\circ} 1' 58,5''$  ö. L. v. Gr.) durch die Horizontalpendel von Grablowitz und den Dreikomponenten-Mikro-seismographen von Vicentini registriert. Die OW.-Komponente trat einige Sekunden später ein als die andere. An den magnetischen Kurven bemerkt man nur, daß die Bifilaraufhängung in Bewegung geraten war. Um  $3^h$  und um  $5^h$  traten barometrische Wellen mit einem Minimum um  $4^h$  auf; von  $4$  bis  $5^h$  durchlief der Wind  $45$  km, in der vorhergehenden Stunde  $30$  km und in der folgenden  $25$  km. Schließlich zeigte sich auch eine Beeinflussung des atmosphärischen Potentials sowie des Erdstromes NS.

Johnsen.

**D. Eginitis:** Sur les tremblements de terre du 28 décembre 1908 et du 23 janvier 1909. (Compt. rend. 148. 739—740. Paris 1909.)

Das Vertikalpendel (System AGAMEMNONE) des seismographischen Observatoriums in Athen registrierte das Erdbeben vom 28. Dezember 1908. Die NO.—SW.-Komponente der Hauptwellen setzte 6 Sekunden früher ein als die NW.—SO.-Komponente; die Grenze zwischen den beiden Vorläufern war vollständig verwischt. Das Erdbeben vom 23. Januar 1909 ergab dagegen eine scharfe Grenze und die Formel von LASKA konnte daher angewendet werden; sie lieferte Epizentraldistanz  $D = 2915$  km. Die Formel der japanischen Kommission ergibt nach der Dauer der beiden Vorläufer  $D = 3237$  km.

Johnsen.

**A. Angot:** Tremblement de terre du 23 janvier 1909. (Compt. rend. 148. 251—252. Paris 1909.)

Das Erdbeben vom 23. Januar 1909 wurde auf dem Parc Saint-Maur-Observatorium durch den photographischen Milne-Seismographen registriert.

Verf. gibt nur die OW.-Komponente wieder; die NS.-Komponente lieferte, da das betreffende Pendel nicht gedämpft war, Aufzeichnungen, die durch die Eigenschwingungen der Pendelmasse entstellt sind. Die Differenz der Eintrittszeiten der ersten und zweiten Vorläufer  $t_2 - t_1$  ergibt nach LASKA's erster Regel eine Epizentraldistanz  $D = 3700$  km, die Gesamtdauer  $t_3 - t_1$  der beiden Vorläufer liefert nach LASKA's zweiter Regel  $D = 3200$  km und nach der Formel der japanischen Erdbebenkommission  $D = 4400$  km. [LASKA's erste Formel lautet:  $1000(t_2 - t_1 - 1) = D$ , LASKA's zweite Formel:  $1000 \frac{(t_3 - t_1)}{3} = D$ , OMORI's Formel:  $390(t_3 - t_1) + 720 = D$ , wo  $t$  in Minuten zu zählen,  $D$  in Kilometern. Ref.]

Johnsen.

**A. Angot:** Mouvements sismiques du 9 février 1909. (Compt. rend. 148. 444—445. Paris 1909.)

Seit dem 23. Januar 1909 hat das Parc Saint-Maur-Observatorium eine große Anzahl von Erderschütterungen verzeichnet, darunter aber nur eine einzige stärkere, am 9. Februar 1909. Die Periode der Schwingung betrug  $18,0''$  für die NS.-Komponente,  $14,5''$  für die OW.-Komponente.

Johnsen.

**A. Angot:** Le tremblement de terre du 23 avril 1909. (Compt. rend. 148. 1133—1134. Paris 1909.)

Das portugiesische Erdbeben vom 23. April 1909 ist von dem photographischen Milne-Seismographen im Parc Saint-Maur-Observatorium registriert worden, und zwar von der gedämpften NS.-Komponente (OW. verlaufende Bodenbewegungen, sowie von der ungedämpften OW.-Komponente; die Maxima fallen für beide Komponenten nicht auf den gleichen Zeitpunkt.

Johnsen.

**D. Eginitis:** Sur le tremblement de terre du golfe de Corinthe du 30 mai 1909. (Compt. rend. 148. 1799—1800. Paris 1909.)

Die Seismographen von Athen, Egion und Zante haben das Erdbeben, das am 30. Mai 1909 den Golf von Korinth heimsuchte und in fast ganz Griechenland verspürt wurde, deutlich registriert. Die in Athen verzeichneten Bewegungen wiesen für beide Komponenten (NW.—SO. und NO.—SW.) nach Westen; OMORI'S Formel ergab aus der Dauer der Vorläufer, die übrigens nicht zwei, sondern nur eine Phase bildeten, 145 km Epizentraldistanz. Zahlreiche in Griechenland gemachte Beobachtungen ließen 4 Isoseisten konstruieren, deren Zentrum etwas nordwestlich von Egion liegt, d. h. 150 km von Athen; die innerste Isoseiste hat einen längsten Durchmesser von 20 km (NW.—SW.) und entspricht dem 8. Grade der FOREL-Skala, die 4. (äußerste) Isoseiste umfaßt beinahe ganz Griechenland. Obiger Lage des Epizentrums entspricht es, daß zu Egion, wo demnach Ortsbeben herrschte, der Seismograph nur eine einzige Phase verzeichnete, die für beide Komponenten gleichzeitig und sehr scharf einsetzte. Die Geschwindigkeit der Vorläufer [Erdwellen. Ref.] ergibt sich für die Strecke Egion—Athen zu 5 km/sec., diejenige der langen Wellen [Oberflächenwellen. Ref.] zu 3 km/sec. für die gleiche Strecke.

Johnsen.

**A. Angot:** Sur le tremblement de terre du 11 juin 1909. (Compt. rend. 148. 1640—1641. Paris 1909.)

Das Erdbeben vom Abend des 11. Juni 1909, welches das ganze mediterrane französische Küstenland heimsuchte und besonders in der Gegend von Aix in der Provence viele Opfer forderte, ist auf dem Parc Saint-Maur-Observatorium durch das dort provisorisch aufgestellte kleine Modell (Masse = 200 kg) des Wiechert-Seismographen verzeichnet worden. Es ergab sich nach mittlerer Zeit von Greenwich: 21<sup>h</sup> 7' 1" Beginn der ersten Bewegungen gleichzeitig für beide Komponenten; Amplitude sehr gering, Periode etwa 1"; 21<sup>h</sup> 7' 53" stieg die Periode der OW.-Komponente, 8' später diejenige der NS.-Komponente auf 5—7", so daß die Totalamplitude auf dem Diagramm 4 mm erreichte. Um 21<sup>h</sup> 8' 44" Beginn der großen Bewegungen beider Komponenten mit einer mittleren Periode von 6". Um 21<sup>h</sup> 13' wurde die Amplitude viel geringer, nahm dann beschleunigt ab und verschwand momentan um 21<sup>h</sup> 25'. Eine zweite Serie von Bewegungen setzte um 21<sup>h</sup> 38' 36" gleichzeitig für beide Komponenten ein und verschwand um 21<sup>h</sup> 43'; die Amplitude war gering, die Periode betrug 1—2", diejenige der Eigenschwingung der Pendelmasse 8" + 1 für beide Komponenten. Die angewendete Vergrößerung war 50fach, die Dämpfung aufs äußerste gesetzt, die Art der Aufzeichnung außerordentlich fein, die Abwicklung des Papiers 10,7 mm/min., so daß bequem bis auf die Sekunde abgelesen werden konnte.

Das Beben wurde auch in Hamburg und anderen Orten registriert.

Johnsen.

**Julien:** Note sur l'emplacement des localités qui semblent avoir été le plus souvent éprouvées dans le tremblement de terre du 11 Juin 1909. (Compt. rend. 148. 1703—1704. Paris 1909.)

Verf. untersucht die Verteilung der durch das Erdbeben vom 11. Juni 1909 am meisten heimgesuchten Punkte und findet, daß die Kalksedimente der Seen das Bestreben haben, dem Lateraldruck zu widerstehen und sich in Blöcken zu erheben, dann sich zu senken, zu dislozieren und schließlich unter den letzten Bewegungen zusammenzustürzen. Die Kalkkonturen dieser Seen bilden im Kontakt mit plastischen Sedimenten vor den definitiven Senkungen relativ gefährliche Orte der Erdoberfläche.

**Johnsen.**

**P. Lemoine:** Sur les relations tectoniques du tremblement de terre de Provence. (Compt. rend. 148. 1696—1698. Paris 1909.)

Verf. findet, daß diejenigen Punkte der Provence, welche das Erdbeben vom 11. Juni 1909 besonders heimgesucht hat, auf tektonischen Linien liegen und daß der Ursprung des Bebens daher fraglos ein tektonischer ist. Jene Linien ziehen ungefähr O.—W. und dementsprechend vollzogen sich Bewegungen längs der Südgrenze der Kalkmassive und speziell längs der Küstenkette nördlich von Lambesc und Rognes. Die miocänen und oligocänen Gebiete wurden viel stärker heimgesucht als die Kalkmassive. Durch dieses Erdbeben hat sich das betreffende Gebiet wieder ins Gleichgewicht gesetzt und es ist dort in langer Zeit kein Erdbeben mehr zu erwarten. [Ich vermag nicht einzusehen, warum nicht vielleicht in ganz kurzer Zeit eine noch stabilere Gleichgewichtslage aufgesucht werden könnte, da doch die Stabilität eines Gleichgewichts etwas sehr Relatives ist. Ref.]

**Johnsen.**

**G. Bigourdan:** Sur quelques tremblements de terre qui ont dévasté la Provence et le Dauphiné. (Compt. rend. 148. 1568—1570. Paris 1909.)

Das mediterrane Küstenland Frankreichs ist oft von ziemlich heftigen Erdstößen heimgesucht worden, besonders in seinem östlichen Teil. Der Stoß, der am 11. Juni 1909 ein wenig östlich von dem Mittelpunkt der Strecke Avignon—Marseille eintrat, ist anscheinend der heftigste, der die südwestliche Partie obiger Gegend jemals affizierte. Verf. fand folgende Erdstöße jenes Gebietes historisch überliefert: 1282, Gap; 1644, Gap; 15. Juni 1731, Cavaillon; 1738, Comtat d'Avignon; 18. Nov. 1769, Roqemaure und Bédarrides (Gegend von Avignon); 1772—1773, Clanssayes und Saint Raphaël; 19. Febr. 1799, Avignon; 20. März 1812, Beaumont (Vaucluse).

**Johnsen.**

**Montessus de Ballore:** Sur une interprétation possible des ondes de la phase principale des sismogrammes. (Compt. rend. 148. 200—201. Paris 1909.)

Über die Natur der Wellen der seismischen Hauptphase weiß man noch wenig. Man betrachtet die großen Erdbeben als Herstellung des Gleichgewichts zwischen den Blöcken des Erdrindenmosaiks längs den sie trennenden Spalten. Diese Auffassung wird gestützt durch das Erdbeben von Chile, wo die erschütterte Oberfläche sich von der einen Seite der Kordillere bis zur andern erstreckte, ohne daß eine merkbare Abstufung der Intensität von einem Zentrum aus zu bemerken war; ein großer Block der Kette wurde als Ganzes bewegt. Das kalifornische Erdbeben aber scheint zu beweisen, daß der Vorgang auch viel komplizierter sein kann. Hier verschoben sich 300 km entlang der Spalte Stevens Creek-Portolà die zwei durch letztere getrennten Erdschollen gegeneinander. Um ihre absoluten Verschiebungen zu bestimmen, mußte eine neue Triangulierung vorgenommen werden, welche den Gesamteffekt des Bebens vom 21. Oktober 1868 und desjenigen vom 18. April 1906 zu entwirren hatte. Es zeigte sich nun hierbei, daß das erstere Beben einen Block von 1000 Quadratmeilen Areal als Ganzes ohne Drehung nach Norden verschoben hatte, das letztere dagegen eine Scholle längs der Spalte nach NO., eine andere Scholle nach SW.; aber beide Partien haben sich ganz ungleich verschoben, die erstere, westliche, längs eines Bogens, der nach Norden konkav ist und von der Spalte tangiert wird, die andere, östliche, längs einer Kurve, die nach Süden konkav ist und ebenfalls von der Spalte tangiert wird. Es haben sich also nicht einfach zwei von je zwei parallelen Spalten begrenzte Erdschollen verschoben; die Bewegungen sind so kompliziert, daß sie wohl nicht auf einen Schub eintraten, sondern daß ein Oszillieren um die neue Gleichgewichtslage vorausgehen mußte. Dieses Oszillieren scheint die Hauptphase des Erdbebens vom 18. April 1906 darzustellen.

Johnsen.

---

**W. M. Davis:** The theory of isostasy. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 777 [Ausz. u. Diskuss.])

Dem als Isostasie bezeichneten Gesetz kann aus verschiedenen Gründen nicht die große morphologische Bedeutung zugesprochen werden, die man sich von ihm vielerorts verspricht. Die der Isostasie zugeschriebenen Effekte könnten das Resultat zufälligen Zusammenwirkens von Depression und Deposition sein; auch gibt es Erscheinungen, die von der Isostasie-Theorie nicht erklärt werden (z. B. Grabenbrüche). Nicht isostatische Bewegungen, Umkehrungen der als isostatisch zu bezeichnenden Bewegungen, scheinen eine überwiegende Häufigkeit zu besitzen. Die Peneplanation großer Gebirgsstöcke setzt eine langdauernde Stabilität voraus durch Zeitabschnitte, in denen sich große Massentransporte vollziehen. Auch das spätere Schicksal der Penepains ist zu verschieden, um Gesetzmäßigkeiten vermuten zu lassen.

Ein Diskussionsbeitrag von H. F. REID enthält den Hinweis, daß die ozeanischen Inseln trotz der Isostasie emporgehalten werden durch die Starrheit der Erdkruste und daß nach neueren Beobachtungen (Schweremessungen) auch die amerikanischen Hochgebirge Ausnahmen von den Isostasieregeln bilden.

Wetzel.

- Perret, F. A.: Volcanic Vortex Rings and the direct conversion of lava into ash. (Sill. Journ. 1912. **34**. 405—414.)
- Friedländer, J.: Karten des Eruptionskegels des Vesuv und des Vesuvkraters. (PETERM. Mitt. 1912. **58**. 274—275.)
- Malladra, A.: Il fondo del cratere vesuviano. (Rend. di Napoli 1912. **18**. 224—234.)
- Perret, F. A.: The flashing arcs: a volcanic phenomenon. (Sill. Journ. 1912. **34**. 329—333.)
- Kranz, W.: Das Nördlinger Riesproblem. III. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 1913. **3**. 79—86. 1 Fig.)
- Branca, W.: Ein Wort über die Riesypothesen. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 1913. **3**. 87—88.)
- Rudolph, E.: Über die geographische Verteilung der Epizentralgebiete von Weltbeben und ihre Beziehungen zum Bau der Erdrinde. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 837—897. 1 Karte.)
- Rüetschi, G.: Das Erdbeben vom 16. November 1911 am Unter-(Boden-)see und die Schollenbewegung des Seerückens und des Schienerberges. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 1913. **3**. 113—143. 3 Taf.)
- Gilbert, G. K.: The Earthquakes at Yakutat Bay, Alaska, in Sept. 1889. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. **69**. 1912. 136 p. 32 Taf.)
- Tams, E.: Die seismischen Registrierungen in Hamburg vom 1. Jan. 1910 bis 31. Dez. 1911. (Jahresber. d. Hamburg. wiss. Anst. 1911. **29**. 83 p. 3 Taf.)
- Tarnuzzer, Chr.: Drei Dezennien der Erdbebenforschung in der Schweiz. (PETERM. Mitt. 1912. **58**. 313—316.)
- Sieberg, A.: Über die makroseismische Bestimmung der Erdbebenforschung. (GERLAND's Beiträge zur Geophysik. 1912. **11**.)
- Montessus de Ballore: Sur les tremblements de terre des provinces baltiques de la Russie (Esthonie, Livonie et Courlande). (Compt. rend. 1912. **155**. 1200—1201.)
- Tremblements de terre d'origine épirogénique probable dans le Michigan et le Wisconsin. (Compt. rend. 1912. **155**. 1042—1043.)
- Lais, R.: Die Erdbeben des Kaiserstuhls. (GERLAND's Beitr. z. Geophysik. 1912. **12**. 7 Fig. 2 Taf.)
- Lais, R. und A. Sieberg: Das mitteleuropäische Erdbeben vom 16. November 1911 und seine Beziehungen zum geologischen Bau Süddeutschlands. (GERLAND's Beitr. z. Geophysik. 1912. **12**.)
- Macovei, G.: Sur le tremblement de terre da la Mer de Marmara le 9 août n. s. 1912. (Bull. de la sect. sc. de l'acad. Roumanie. 1912. I. 9—18.)
- Sapper, K.: Das Erdbeben von Sarchi (Costarica) am 6. Juni 1912. (PETERM. Mitt. 1912. **58**. 340—341.)
- Schmidt, A. und K. Mack: Das süddeutsche Erdbeben vom 16. November 1911. (Württ. Jahrb. f. Statist. u. Landesk. 1911. **1**. 96—139.)
- Scheu, E.: Monographies de quelques grands sismes de l'année 1907. (Veröff. Zentralbur. intern. seism. Assoziation. Ser. B. Straßburg. 1912. 35 p. 12 Fig.)
- Mc Adie, A. G.: Japans contribution to Seismology. (Bull. Seismol. Soc. America. **2**. 1912. 153—160.)

- Scherer, J.: Earthquakes in the Island of Haiti. (Bull. Seismol. Soc. America. **2**. 1912. 161—180.)
- Hitchcock, C. H.: The Hawaiian earthquakes of 1868. (Bull. Seismol. Soc. America. **2**. 1912. 181—192.)
- Penck, A.: Hebungen und Senkungen. (Himmel und Erde. 1912. **25**. 1—13.)
- Stille, H.: Senkungs-, Sedimentations- und Faltungsräume. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 819—836. 9 Fig.)
- Sederholm, J. J.: Über Bruchlinien, mit besonderer Beziehung auf die Geomorphologie von Fennoskandia. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 865—868.)
- Murgoci, G.: The Geological Synthesis of the South Carpathians. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 871—880. 1 Taf.)
- Geer, G. de: Kontinentale Niveauveränderungen im Norden Europas. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 849—860. 1 Karte.)
- Arltdt, Th.: Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. 1912. 17 Fig. 23 Taf.
- Werner, O.: Der Streit um die Schwerkraft im Erdinnern. Gotha 1913. 29 p.
- Tarr, W. A.: The lack of association of the irregularities of the lines of magnetic declination and the petroleum fields. (Econ. Geol. 1912. **7**. 647—661.)
- Höfer, H. v.: Temperature in Oil regions. (Econ. geol. 1912. **7**. 536—541.)
- Sowe, A. E. H.: Tides and the rigidity of the earth. Crust motion under the influence of the sun and moon. (Sc. Amer. Suppl. 1912.)

### Äußere Dynamik.

**H. F. Cleland:** North American natural bridges, with a discussion of their origin. (Bull. Geol. Soc. Amer. **21**. 1910/11. 313—338. 11 Taf. 12 Textfig. Diskuss. 765.)

Die Untersuchung von über 33 natürlichen Brücken in Nordamerika führt zur Unterscheidung von mindestens 5 genetisch verschiedenen Fällen mit folgenden Hauptfaktoren:

1. Flußerosion (Durchbohrung des Halses eines angeschnittenen Mäanders und ähnliches mehr).
2. Brandungserosion.
3. Auflösung.
4. Verschüttung oder Verstärkung.
5. Ablagerung (Travertin-Brücken).

Da die Naturbrücken auch in nördlichen Breiten, wo vor ihrer Entstehung glaziale Sedimente aufgehäuft wurden, vorkommen, ist die zu ihrer Bildung erforderliche Zeit als geologisch kurz zu bezeichnen.

Sie werden in Gesteinen von ganz verschiedener Härte und Struktur beobachtet und können, wenn auch nicht in allen ihren Arten, in jedem Erosionsstadium eines geographischen Zyklus auftreten.

Die Diskussion bringt Bemerkungen von H. C. HOVEY. **Wetzel.**

**J. C. Branner:** Geologic work of ants in tropical America. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 449—496. 1 Taf. 11 Textfig.)

Ameisen und Termiten als geologische Faktoren spielen im tropischen Amerika eine ebenso beachtenswerte Rolle wie in gemäßigten Zonen bekanntlich die Regenwürmer. Sie sind in dem ersteren Gebiet überaus massenhaft, namentlich auf tonigem Boden, der ihnen mehr zusagt als Sand.

Geologische Veränderungen bewirken sie direkt durch die Anlage unterirdischer Gänge von oft mehreren Meilen Länge, durch welche eine intensive Durchlüftung des Bodens erfolgt; das herausbeförderte Erdreich wird zu überirdischen Bauten verwandt und ist seinen Beträgen nach annähernd so groß, wenn nicht reichlicher, als die von Regenwürmern in gemäßigten Breiten bewegten Erdmassen. Ferner ist die Veränderung in Betracht zu ziehen, die dadurch erfolgt, daß organische Substanz und organische Gase unter die Erdoberfläche gelangen und hier als Säurebildner fungieren. Eine indirekte Wirkung des Daseins dieser Tiere ist die, daß atmosphärisches Wasser, durch ihre Gänge fließend, eine beträchtliche Zirkulationsmöglichkeit bekommt, daß der von Ameisen bevölkerte Boden an Kulturfähigkeit, das Land also an Bewohnbarkeit gewinnt und daß sowohl abgestorbene Holzreste einschließlich des von Menschen benutzten Holzmaterials verzehrt werden als auch lebende pflanzliche Gebilde, z. B. die vom Menschen angebaute Früchte.

Wetzel.

**Ch. R. Keyes:** Relations of present profiles and geologic structures in desert ranges. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 543—564. 16 Textfig.)

Die Untersuchung der morphologischen Eigentümlichkeiten der nordamerikanischen Trockengebiete läßt die Gebirgsketten im Innern von Wüstenbecken als besondere morphogenetische Gruppe erkennen.

Die dort zu beobachtenden Faltungserscheinungen, deren Großformen sowohl wie Kleinformen, gehören einer weit zurückliegenden geologischen Periode an und bedingen die Gebirgsformen nur indirekt. Die geologisch jüngeren Verwerfungen spielen keine große Rolle. Zwischen die einstige Faltungsperiode und das Einsetzen des gegenwärtigen ariden Zyklus ist vielmehr ein Zyklus einzuschieben, der die Herausbildung einer Peneplain zum Ziel hatte. Letztere unterlag dann den neuen skulpturierenden Agenzien der Äoliation; d. h. durch die Wüstenerosion entstanden steile, schmale, hochragende Gebirgsrippen zwischen breiten Ebenen. Die wesentlichen Bedingungen für das Zustandekommen dieses Reliefs, das Vorhandensein von Festigkeitsunterschieden des Gesteins gegenüber den deflativen Angriffen und von stellenweise genügend zusammenhängenden, eventuell zusammengeschobenen Massen härteren Materials, sind um so eher als hinreichend anzuerkennen, als die Gesteine sich unter der Wüstenerosion voneinander abweichender verhalten als unter normaler Korrosion. Auch liegt der Basisspiegel der Wüstenerosion, wie andere Forscher bemerkt haben, tiefer als der Basisspiegel der Erosion nicht

arider Gebiete. Im einzelnen ist wegen der Wirkungsgrade der Äolation die diesbezügliche, an gleicher Stelle gleichzeitig erscheinende Arbeit des Verf.'s heranzuziehen.

Wetzel.

---

**Ch. R. Keyes:** Deflation and the relative efficiencies of erosional processes under conditions of aridity. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 565—598. 6 Textfig.)<sup>1</sup>

Äolation (Mc GEE), die Summe der in ariden Gebieten geologisch wirksamen Faktoren, Insolation, Deflation, Aeroposition, muß im Laufe der Zeit größere Effekte liefern, als die Erosionsfaktoren nicht arider Gebiete, schon deswegen, weil die Niveauverschiebungen der Wüstenbecken nicht den Basispiegel der normalen Erosion besitzen (cf. PASSARGE u. a.). Verf. teilt seine in den nordamerikanischen Trockengebieten gesammelten Erfahrungen mit. Hinsichtlich des Wirkungsgrades der einzelnen erosiven Agenzien ist festzustellen, daß die Deflation alle anderen Faktoren weit überragt. Die Transportkraft der Sandstürme in ariden Gebieten läßt sich mit derjenigen großer Wasserläufe in nicht ariden Gebieten trotz ihrer Unbeständigkeit sehr gut vergleichen; wäre nämlich ein Luftstrom nur von der Breite des Mississippi, so würde er doch dank seiner größeren Geschwindigkeit im gleichen Zeitraum über zehnmal soviel Material transportieren als dieser Fluß.

Neben Insolation und Deflation kommt die chemische Verwitterung nicht in Betracht. Das in ariden Gebieten bewegte Wasser hat eine Wirkung von ähnlicher Größenordnung wie die Windwirkung in normal niederschlagsreichen Gebieten; z. B. haben die gelegentlichen Sturzbäche eine nur auf die Abhänge höherer Wüstengebirge beschränkte Erosionswirkung und diejenige der als sogen. floodsheets (Flächenflut) gelegentlich auftretenden Wassermengen ist viel unbedeutender und vergänglicher, als es auf den ersten Blick scheinen möchte.

Verf. behandelt ferner die Frage, welche Oberflächenformen die Äolation im Westen Nordamerikas vorfand, als sie im Zusammenhang mit dem ariden Klima einsetzte. Die Antwort, zu deren ausführlicher Begründung die gleichzeitige an gleicher Stelle erschienene Arbeit des Verf.'s über Gebirgsketten in Wüstenbecken wesentlich beiträgt, ist, daß eine präexistierende Penepplain anzunehmen ist, deren Reste im Untersuchungsgebiet in einer Höhe von 4000—5000 Fuß oberhalb des Niveaus der Wüstenbecken zu finden sind. Dieser Fall dürfte überhaupt der häufigste, sozusagen der allgemeinste beim ariden Zyklus sein, wogegen DAVIS in seinem ariden Zyklus (beginnend in einem Berglande) einen Spezialfall schildert. Der aride Zyklus ist in allen seinen Stadien, die übrigens schwer voneinander abzugrenzen sind [vier Abschnitte werden vom Verf. unterschieden. Ref.], durch das Vorherrschen von Ebenen ausgezeichnet und besitzt eine viel größere Einförmigkeit als der normale Erosionszyklus.

Wetzel.

**D. W. Johnson:** Beach cusps. (Bull. Geol. Soc. Amer. **21**. 1910—1911. 599—624. 2 Taf. 6 Textfig.)

Auf die Auszackung vieler Strandlinien infolge aneinandergereihter kleiner Furchen und Vorwölbungen, die senkrecht zur Küste gestreckt sind, hat zuerst LANE aufmerksam gemacht. Verf. macht, nachdem er die bisherigen Ansichten von der Bildung dieser Beach cusps (SHALER, CORNISH, JEFFERSON, BRANNER, WILSON) besprochen, einen neuen Erklärungsversuch: Die Tidenbewegung des Wassers und gewisse kleine Unregelmäßigkeiten der Strandabdachung als Voraussetzungen gestatten eine selektive Erosion, führen zur Bildung zerstreuter Tröge und Kanäle. Das in die Kanäle eindringende Flutwasser (oder die nur vom Winde herangetriebene Welle) hebt gröberes Material auf die cusps, das feinere Material wird beim Rückfluß mitgenommen bis zu den Deltabildungen am Ausgang der Kanäle. Dabei erfährt das geschilderte Relief eine (zwar nicht unbegrenzte) scharfe Ausprägung; denn die einmal vorhandenen cusps konzentrieren den Stoß des Wassers auf die dazwischen liegenden Kanäle. Die Verteilung der Zacken wird gleichmäßiger, indem sich größere beach cusps auf Kosten der kleineren ausbilden. Kleine Wellen am Méeresgestade erzeugen vorspringende Buckel in einem gegenseitigen Abstände von 10 Fuß, große Wellen solche von 100 Fuß Abstand. Die Höhe der Buckel kann einige Fuß über das Strandlinienniveau ansteigen, sie kommen vor in Längen von 2 dm bis 100 dm; der Grundriß kann einmal gleichseitig dreieckig, ein andermal lang zungenförmig sein. Weitere Komplikationen der Form ergeben sich durch die Verbindung mit Strandwällen und durch die Ausgestaltung der Deltakegel an den Mündungen der Kanäle. Die Zackenform des Strandes kann während jeden Stadiums der Tide entstehen, sobald mehr oder weniger senkrecht auflaufende Wellen eine geradlinige oder schwach gebuchtete Küste treffen.

Künstliche Nachahmungen der Erscheinung bestätigen die vorgetragenen Anschauungen über die Bildungsweise. **Wetzel.**

**M. Jefferson:** Beach cusps. (Bull. Geol. Soc. Amer. **21**. 1910—1911. 765 [Ausz.] )

Wiederholte zungenförmige Auszackungen der Uferlinie treten an allen sand- oder geröllbedeckten Gestaden hin und wieder auf. In perspektivischer Verkürzung betrachtet täuschen die beach cusps eine größere Regelmäßigkeit vor, als ihnen wirklich eigen. Senkrecht auflaufende Wellen, wie sie bei auflandigem Wind oder bei Windstille nach einem Sturm vorhanden sind in einer Mittelstärke, die nicht gegenüber gewissen präexistierenden Kleinformen des Strandreliefs allzu übermächtig ist, sind ihre Erzeuger. [Vergl. die hierüber schon vorliegenden Arbeiten von M. S. W. JEFFERSON, Journ. of Geol. **7**. 1899. 237—246 und von D. W. JOHNSON, Bull. Geol. Soc. Amer. **21**. New York 1910. 599—624. Ref. dies. Jahrb. 1912. Ref.] **Wetzel.**

**H. B. Patton:** Rock streams of Veta Peak, Colorado. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 663—676. 5 Taf. Diskuss. 764.)

Rock streams sind stromartig an Abhängen ausgedehnte und durch eine Art von Herunterfließen entstandene Trümmerfelder. CROSS und HOVE, die zuerst (1905) auf ihr Vorkommen in Colorado aufmerksam machten, erklärten sie durch Bergschliffe, welche beim Abnehmen der Vergletscherung des Gebirges aufgetreten sein sollen, was jedenfalls denkbar ist. Verf. beschreibt und illustriert zwei Fälle, bei denen die Mitwirkung einer Vergletscherung nicht annehmbar, sondern die Erscheinung lediglich als Resultat mächtiger Berg-rutsche in vegetationslosem Gebiet zu deuten ist. Eine Diskussion enthält Beiträge von D. W. JOHNSON, F. E. MATTHES und dem Verf. **Wetzel.**

**M. Jefferson:** Meanders and scollops. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 765 [Ausz.].)

Während Mäander, die miteinander durch Rückbiegung ausgeglichenen Stromkurven, besonders typisch (ungestört) im Unterlauf der Flüsse auftreten, sind „scallops“ (Schleifen) gewissermaßen Mäander des Oberlaufes, die durch steile, widerstandsfähige alte Talränder in unregelmäßige oder unvollkommene Formen gezwungen werden, übrigens aber von gleicher Größenordnung wie die ersteren sind. **Wetzel.**

**W. D. Johnson:** Recent faulting in Owens valley, California. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 792 [Ausz.].)

Owens valley hat eine unreife Topographie. Die Erosionsvorgänge sind wiederholt durch sehr verschiedenartige junge Diastrophismen gestört worden, worauf die Talerosion jedesmal von neuem symmetrische Formen anstrebte, in denen indessen Dokumente der Störungen erhalten bleiben. **Wetzel.**

**Ch. B. Berkey:** Observations on the rate of sea-cliff erosion. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 778 [Ausz.].)

An einem aus unverfestigtem Material gebildeten Kliff der atlantischen Küste wurden ein Jahr lang die dort verhältnismäßig rasch fortschreitenden Erosionswirkungen messend verfolgt. Während sonst meist Einzelbeobachtungen (Wirkung einzelner Stürme) aufgezeichnet werden, sind hierbei charakteristische Durchschnittswerte erhalten worden. **Wetzel.**

Wilckens, O.: Grundzüge der tektonischen Geologie. Jana 1912. 113 p. 118 Fig.

Schmidt, W.: Zum Bewegungsbild liegender Falten. (Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 112—119.)

- Ludwig, A.: Zur Lehre von der Talbildung. (Jahrb. St. Gallisch. nat. Ges. 1911. 1—19.)
- Bjerknes, V.: Dynamische Meteorologie und Hydrographie. I. Statik der Atmosphäre und der Hydrosphäre. Braunschweig 1913. 432 p. 60 Taf.
- Rühl, A.: Eine neue Methode auf dem Gebiete der Geomorphologie. (Fortschr. d. naturw. Forschung. **6**. 67—130. 1912.)
- Davis, W. M.: Die erklärende Beschreibung der Landformen. Deutsch von A. RÜHL. 1912. 565 p. 212 Fig. 13 Taf.
- Walther, J.: Lehrbuch der Geologie Deutschlands. Eine Einführung in die erklärende Landschaftskunde für Lehrende und Lernende. 2. verm. Aufl. **8**. 429 p. 242 Bilder. 1 geol. Karte. Leipzig 1912.
- Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 2. Aufl. Leipzig. **8**<sup>o</sup>. 1912. 342 p. 147 Abbild.
- Reinke, J.: Studien über die Dünen unserer Ostseeküste. II., III. (Wiss. Meeresunters. N. F. 14. Abt. Kiel 1912.)
- Hahmann, P.: Die Bildung der Sanddünen bei gleichmäßiger Strömung. (Ann. d. Phys. 1912. **39**. 637—676.)
- Wright, G. F.: Postglacial erosion and oxidation. (Bull. geol. Soc. America. **23**. 1912. 277—296.)
- Tutkowski, P.: Das postglaziale Klima in Europa und in Nordamerika, die postglazialen Wüsten und die Lößbildung. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 359—369.)
- Andersson, G.: Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 371—377.)
- Brückner, Ed.: Über die Klimaschwankungen der Quartärzeit und ihre Ursachen. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 379—389.)
- Woeikof, A.: Les variations du climat depuis la dernière époque glaciaire. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 391—403.)
- Frech, Fr.: Über die Mächtigkeit des europäischen Inlandeises und das Klima der Interglazialzeiten. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 333—357.)
- Davis, W. M.: American Studies on glacial Erosion. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 419—427.)
- Högbom, A. G.: Über die Glazialerosion im schwedischen Urgebirgsterrain. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 429—441.)
- Penck, A.: Über glaziale Erosion in den Alpen. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 443—461.)
- Reusch, H.: A few Words on the Effects of glacial Erosion in Norway. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 463—467. 3 Fig.)
- Nordenskjöld, O.: Über die Fjorde und Fjordgebiete. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 469—473. 1 Fig.)
- Hamberg, A.: Über die Erosionsformen der Talwasserscheiden als Beweis einer glazialen Erosion. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 475—476. 2 Fig.)

- Lepsius, R.: Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in Europa. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1027—1033.)
- Lozinski, W. v.: Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1039—1053. 2 Fig.)
- Gorjanović-Kramberger, K.: Über eine diluviale Störung im Löß von Stari Slankamen in Slavonien. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1055—1061. 1 Fig.)
- Baren, J. v.: Roter Geschiebelehm als interglaziales Verwitterungsprodukt. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1063—1068. 1 Karte.)
- Coleman, A. P.: The Lower Huronian Ice Age. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1069—1071. 1 Taf.)
- Jentzsch, A.: Über den Schuppenbau der Glazialbildungen. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1073—1076.)
- Manson, M.: The Significance of Early and Pleistocene Glaciations. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1089—1106. 1 Fig.)
- Pécsi, A.: Théorie de l'âge glaciaire. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1107—1108.)
- Negris, Ph.: Note sur la régression quaternaire du Péloponèse. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1109—1110.)
- Arltdt, Th.: Ein zentralafrikanischer Gletscher von triassischem Alter. (PETERM. Mitt. 1912. 58. 343.)
- Baltzer, A.: Die Eiszeit im Seeland. (PETERM. Mitt. 1912. 58. 330—332.)
- Drygalski, E. v.: Der glaziale Taltrog. (PETERM. Mitt. 1912. 58. 329—330.)
- Distel, L.: Schliffkehle und Taltrog. Erwiderung. (PETERM. Mitt. 1912. 58. 328—329.)
- Goldthwait, J. W.: Glacial cirques near Mount Washington. (Sill. Journ. 1913. 35. 1—19.)
- Ramsay, W.: Über die Verbreitung von Nephelinsyenitgeschieben und die Ausbreitung des nordeuropäischen Inlandseises im nördlichen Rußland. (Fennia. 33. 17 p. 5 Fig. Helsingfors 1912.)
- Hellmann, G.: Über die Entstehung von Eisregen. (Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Berlin 1912. 1048—1050.)
- Kaiser, E.: Meteorwasser. (S.-A. aus d. Handwörterbuch d. Naturwiss. 1912. 6. 862—878. 7 Fig.)
- Höfer v. Heimhalt, H.: Grundwasser und Quellen. 1912. 135 p. 51 Fig.)
- Stremme, H.: Quellen. (Handwörterb. d. Naturwiss. 8. 36 p. Jena 1913.)
- Versluys, J.: Le principe du mouvement des eaux souterraines. Amsterdam 1912. 148 p.
- Halbfaß, W.: Der gegenwärtige Stand der Seenforschung. (Fortschr. d. naturw. Forschung. 6. 1—66. 1912.)
- Wahnschaffe, F.: Über die Entstehung der Förden Schleswig-Holsteins. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. 1912. Teil I. Heft 3.)
- Keilhack, K.: Die Verlandung der Swinepforte. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. 1911. Teil II. Heft 2. Mit 3 Taf. u. 2 Kärtchen.)

- Häberle, D.: Über periodische Quellen (Hungerbrunnen usw.) in der Rheinpfalz. (Pfälz. Heimatkunde. VIII. Jahrg. 1912. 165—170.)  
— Die Mineralquellen in der Rheinpfalz. Kaiserslautern 1912. 103 p. 11 Taf.
- 

### Radioaktivität.

- Hahn, O. und L. Meitner: Grundlagen und Ergebnisse der radioaktiven Forschung. (Fortschr. d. naturw. Forschung. 6. 265—300. 1912.)  
Bragg, W. H.: Studies in Radioactivity. New York. The Macmillan Company. 1912.  
Krusch, P.: Über die nutzbaren Radiumlagerstätten und die Zukunft des Radiummarktes. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1165—1180.)
- 

### Petrographie.

#### Allgemeines.

**B. K. Emerson:** Geological suggestions derived from a new arrangement of the elements. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 766 [Ausz.] )

Verf. glaubt aus der Betrachtung des periodischen Systems der Elemente interessante physikalische und geologische Beziehungen (im Auszug nicht genauer angegeben) zu gewinnen, wenn er verschiedene graphische Darstellungen, nämlich verschiedenartige Verteilung der Oktaven (Wertigkeitsgruppen) auf die Umgänge einer Spiraltrommel, anwendet.

**Wetzel.**

---

**A. F. Rogers:** Paragenesis of minerals. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 792 [Ausz.] )

Verf. diskutiert den Begriff Mineralparagenese und hebt die Wichtigkeit des Gegenstandes hervor, der auf Universitäten besondere Behandlung verdiene, angesichts seiner vermittelnden Stellung zwischen Mineralogie und Petrographie und seines grundlegenden Verhältnisses zur Erzlagerstättenkunde.

**Wetzel.**

---

Wright, F. E.: Oblique illumination in petrographic microscope work. (Amer. Journ. of Sc. 35. 63—82. 1913.)

— The index ellipsoid (optical indicatrix) in petrographic microscope work. (Amer. Journ. of Sc. 35. 133—138. 1913.)

---

### Gesteinsbildende Mineralien.

- Rogers, A. F.: The paragenesis of minerals. (Econ. Geol. 1912. 7. 638—646.)  
 Fenner, C. N.: The various forms of silica and their mutual relations. (Journ. of the Washington Acad. of Sc. 1912. 2. 471—480.)  
 Geijer, P.: On poikilitic intergrowths of quartz and alkali feldspar in volcanic rocks. (Geol. För. Förh. 34. 51—80. Pl. 3. 1913.)  
 Reiner, P.: Beiträge zur Kenntnis der TurmalinGruppe. Diss. Heidelberg 1913. 57 p.  
 Benedicks, C.: Le fer d'Ovifak: un acier au carbon natif. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 885—890. 4 Taf.)

### Eruptivgesteine.

- R. A. Daly:** Origin of the Alkaline rocks. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 87—118. Diskuss. 785.)

Die Alkaligesteine sind sowohl durch petrographische Übergänge mit den 100mal häufigeren Alkalikalkgesteinen verbunden, als auch durch charakteristische lokale und in allen Teilen der Erdoberfläche wiederkehrende Vergesellschaftung mit ihnen. Letzteres zeigen im einzelnen eine tabellarische Zusammenstellung aus ROSENBUSCH's Werken und regional-geologischen Spezialarbeiten. Nun sind 107 Fälle von 155 mehr oder weniger bekannten Vorkommnissen von Alkaligesteinen dadurch ausgezeichnet, daß die fraglichen Eruptiva sich in irgendwelchem Kontakt mit präexistierenden Ca- und Mg-Carbonaten befinden. Die als Ausnahmen hiervon erscheinenden Fälle sind meist identisch mit den noch am wenigsten genau untersuchten. Da nun gerade die Alkaligesteine auch spezifische Ca-Verbindungen wie Wollastonit und auch Mineralien mit  $C O_2$ -Gehalt (Cancrinit) bei verhältnismäßig geringen  $S i O_2$ -Gehalten aufweisen, so ist ein Zusammenhang der Erscheinungen zu vermuten, wie ihn die noch nicht allgemein angenommene Syntektikumtheorie zuerst in Arbeiten von LOEWINSON-LESSING ausspricht. Danach sind die Alkaligesteine von verschiedenen Arten der Alkalikalkgruppe abzuleiten als Produkte abnormer Differentiation, die bei der Berührung zwischen kalkig-dolomitischen Sedimenten und einem normalen Magma erfolgt. Mehrere chemische Reaktionen und Stoffwanderungen werden dafür angenommen:  $C O_2$  und andere gelöste oder eingeschmolzene Mineralisatoren bewirken reichliche Auskristallisation der femischen Silikate und infolgedessen eine ungewöhnlich weitgehende magmatische Spaltung nach dem spezifischen Gewicht. Der Rest der Schmelze wird an Alkalien relativ angereichert, vielleicht bei Gegenwart von Dolomit mehr an Na, bei Gegenwart von Calcit mehr an K, und der normale Betrag von  $S i O_2$  steht diesem Rest nicht mehr zur Verfügung — es kommt zur Bildung der Feldspatoide bei den typischen Vertretern der Alkaligruppe. Sind diese Gesteine abnorme Differenzierungsprodukte, so ist ihre große Mannigfaltigkeit in chemischer und mineralogischer Hinsicht verständlich. Stützen für die Richtigkeit der vermuteten Zusammenhänge bieten synthetische Versuche

mit Alkaligesteinsmineralien (Feldspatoiden etc.) und Beobachtungen über Kontaktmetamorphose in Kalken und Dolomiten. Die Hypothese kann nicht zur Erklärung derjenigen Fälle dienen, wo Alkaligesteine sich ohne erkennbare Wirkung carbonatischen Nebengesteins als Differenzierungsprodukte eines granodioritischen Magmas gebildet haben; doch ist auch hierbei die Annahme einer wesentlichen Mitwirkung von  $\text{CO}_2$  begründet. Nicht alle Alkaligesteinsvorkommnisse müssen durch den gleichen Prozeß entstanden sein. Die Diskussion (p. 785) enthält kritische Bemerkungen von J. F. KEMP.

Wetzel.

**F. Becke:** Das spezifische Gewicht der Tiefengesteine. (Sitzber. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. I. Abt. 120. 265—302. 1911.)

Verf. stellt aus einer sehr großen Anzahl von Angaben aus der Literatur, welche er am Schlusse der Arbeit anführt, die mittleren spezifischen Gewichte der wichtigsten Typen von Tiefengesteinen (Granit — Tonalit — Diorit — Gabbro — Peridotit, Syenit, Alkaligranit, Alkalisyenit, Eläolithsyenit, Essexit, Theralith) als Funktionen der Größe  $a-f$  dar. Dieselben ordnen sich zu einem ziemlich breiten Streifen, der eine leichte, gegen die Abszissenachse (als welche die Größe  $a-f$  genommen wird) konvexe, hyperbolische Krümmung zeigt. Die einzelnen Gesteinsfamilien, von denen die der Alkaligesteine mangels genügend zahlreicher Angaben z. T. nur durch einzelne Punkte vertreten sind, bilden dann einzelne, sich verschiedentlich schneidende Kurvenstücke. Die hyperbelartige Krümmung des Streifens kommt nicht stark zum Ausdruck, wenn man statt der von OSANN vorgeschlagenen Berechnungsart aus den Atomzahlen die Größen  $a_0$ ,  $c_0$ ,  $f_0$  auf folgende Art berechnet:

$$a_0 = \frac{A_0}{A_0 + C_0 + F_0}, \quad c_0 = \frac{C_0}{A_0 + C_0 + F_0}, \quad f_0 = \frac{F_0}{A_0 + C_0 + F_0},$$

wobei  $A_0 = \text{K Al} + \text{Na Al}$ ,  $C_0 = \text{Ca Al}_2$ ,  $F_0 = \text{Fe}_2 + \text{Mg}_2 + \text{Ca}_2$  ist.

Auf diese Weise bilden die Tonalite die direkte Fortsetzung der Alkalikalkgranite, Eläolithsyenit, Essexit, Theralith-Peridotit liegen auf einer Geraden, die spezifischen Gewichte der Alkali-Granite und Syenite liegen über, die der normalen Syenite, Diorite und Gabbros darunter.

Bei  $a_0 - f_0$  ist der Streifen sehr schmal und etwas gekrümmt, was Verf. darauf zurückführt, daß die dunklen Gemengteile der salischen Gesteine spezifisch leichter sind als die der femischen. Die höhere Lage der spezifischen Gewichte der atlantischen Sippe führt Verf. z. T. darauf zurück, daß ein auf dunkle Gemengteile (Ägirin etc.) fallender Teil der Alkalien unter  $a$  gerechnet wird.

C. Hlawatsch.

**L. de Launay:** Sur le poids atomique moyen de l'écorce silicatée terrestre. (Compt. rend. 150. I. 1270—1272. 1910.)

Die Eruptivgesteine enthalten 47,1 % Sauerstoff und 52,9 % Metalle. Dividiert man 52,9 mit ROSENBUSCH's „Metallatomzahl“ (1,83), so erhält man 28,9 als mittleres Atomgewicht der Eruptivgesteine. Das ent-

spricht sehr annähernd dem Atomgewicht von Si und ziemlich gut denen von Al, Mg, Na.

Nach LAUNAY sollen sich in der noch flüssigen Erde die Elemente nach fallendem Atomgewicht vom Zentrum nach der Peripherie gefolgt sein. Obiges Gewicht entspricht also einer bestimmten Zone, nämlich der Erdkruste, deren mittleres Molekulargewicht zu 66,66 sich ergibt, d. i. das Mittel von 60 (= Si O<sub>2</sub>) und 72 (= Fe O).

Johnsen.

---

Cross, W.: Certain Criticismus of the Quantitative Classification of Igneous Rocks (Informal communication). (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 971—973.)

Hlawatsch, C.: Über einige Mineralien der Pegmatitgänge im Gneis von Ebersdorf bei Pöchlarn, N.-Ö. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1911. 259—261.)

---

### Sedimentgesteine.

F. Grandjean: Propriétés optiques et genèse du feldspath néogène des sédiments du bassin de Paris. (Compt. rend. 148. 723—725. Paris 1908.)

CH. LORY fand neogene Feldspäte in Jurakalken des Dauphiné, L. CAYEUX in der Kreide des Pariser Beckens und Verf. in pisolithischen Kalken des Danien bei Issy-les Moulineaux, im Oxford-Kalk zwischen Saint-Mihiel und Pagny-sur-Meuse und im Kalke des Bajocien von Port-en-Bessin. GRANDJEAN konstatierte, daß es nicht — wie bisher angenommen — Orthoklas ist, sondern Mikroklin, und daß sich der in der Kreide von Meudon gefundene gleichzeitig mit dieser auf dem Meeresboden gebildet hat. Daher wird sich wahrscheinlich auch im heutigen Meeresschlamm Mikroklin finden lassen.

[Diese Beobachtung scheint mir, wie auch so manche andere, dafür zu sprechen, daß bei der gewöhnlichen Temperatur der Erdoberfläche Mikroklin die stabilere Modifikation des Kalifeldspats ist. Ref.] Johnsen.

---

H. W. Sherzer: Criteria for the recognition of the various-types of sandgrains. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 625—662. 5 Taf. Diskuss. 775—776.)

Eingehender als die rein formal-beschreibende Klassifikation der Sandgesteine (cf. SORBY 1879) ist die vom Verf. vorgeschlagene mehr entstellungsgeschichtliche; daß letztere in ausreichender Weise zu petrographischen Merkmalen in Beziehung gesetzt werden kann, erweist sich an vielen, durch Mikrophotographien illustrierten Beispielen und besonders an dem vom Verf. eingehend untersuchten silurischen Sylvania-Sandstein im Westen des Eriesees.

Es werden 7 Haupttypen unterschieden, zu denen sich viele Subtypen gesellen:

1. Glazialsand.
2. Vulkanischer Sand
3. Residualsand.
4. Gewässersand.
5. Äolischer Sand.
6. Organogener Sand.
7. Konzentrations- (d. i. Ausscheidungs-) Sand.

Es ist bei der Klassifikation eines Sedimentes nach genetischen Prinzipien nicht angängig, zurückzugreifen auf die Geschichte einzelner Sandkörner, wenigstens nicht solcher in geringer Zahl vorhandener Körner, die noch die Merkmale älterer geologischer Prozesse zeigen, von welchen die große Menge der gesteinsbildenden Einheiten nicht auch betroffen wurden. Andererseits beruht die Unterscheidung der Subtypen darauf, daß oft ein komplizierter Bildungsvorgang der Sedimente anzunehmen ist, mit anderen Worten neben dem hauptsächlich formgebenden Sedimentationsfaktor die wesentlich modifizierende, gleichzeitige oder unmittelbar nachfolgende Einwirkung anderer Faktoren bestand. Die Nomenklatur nennt den modifizierenden Faktor am Anfange des zusammengesetzten Eigenschaftswortes. Es ist daher beispielsweise zu unterscheiden zwischen „aqueoglazial“ und „glazial-hydatogen“.

1. Als Merkmale für den typischen Glazialsand sind bekannt: Eckige Form und große Frische der Mineralkörner (als seltene Ausnahmen einzelne Körner mit den Merkmalen besonderer bei ihnen vorausgegangener geologischer Prozesse), keine Andeutung irgendwelcher Sortierung der Körner. Subtypen sind zahlreich; es gehört hierher der aqueoglaziale Subtypus (Schmelzwassersand) u. a. m.

2. Der zweite Typus hat mit dem ersten einige Merkmale gemein, doch ist hier eine gewisse Sortierung der Körner nach dem Gewicht und eine daraus resultierende Schichtung ohne diskordante Parallelstruktur und ohne Wellenfurchen charakteristisch. Größere Partikeln haben auch eine besondere Form, die der Lapilli. Des weiteren sind bei vulkanischen Sandkörnern Spuren gegenseitiger Abrasion, auch bei sicherer Autochthonie des Sedimentes, häufiger als bei typischen Glazialsanden.

3. Sortierung ist bei Residualsand schwach erkennbar, doch deutlicher als bei typischem Glazialsand. Der Verwitterungsgrad vieler Bestandteile bei einer eckigen, oft Kristallflächen zeigenden Form der Körner ist als Hauptmerkmal bekannt, ebenso die Tatsache, daß muscovit- und eisenoxyd-überzogene Quarzkörner häufig vorkommen.

4. Die Gewässersande sind durch die rundliche Körnerform und durch deutliche Sortierung nach dem Gewicht ausgezeichnet, namentlich die Ablagerungen aus flachem, fließendem Wasser (SORBY). Die aus der Sortierung (gleiche Korngröße bei gleichem spezifischem Gewicht) resultierende Schichtung ist teils einförmig parallel, teils diskordant parallel (Kreuzschichtung von Absätzen aus schnell bewegtem Wasser mit wechselnden Tiefenverhältnissen). Fehlen von Organismenresten schließt die Zugehörigkeit eines Sandes zum

vierten Typus nicht aus. MACKIE hat über die Abrundung der Mineralkörner und über ihren Transport spezielle Untersuchungen angestellt. Subtypen: Residuo-hydatogen (= residuo-aqueous), glazial-hydatogen, aqueovulkanisch.

5. Äolischer Sand zeigt die vollkommenste Sortierung nach Größe und spezifischem Gewicht. Die typischsten dieser Sedimente (Wüstensand) bestehen aus subsphärischen oder ellipsoidischen Körnern mit mattglänzender (nicht glattpolierter) Oberfläche. Der die Kreuzschichtung verursachende Böschungswinkel von Sanddünen variiert zwischen  $26^{\circ}$ — $40^{\circ}$  auf der Leeseite. Äolische Wellenfurchen sind (nach GOODCHILD) gegenüber hydatogenen unterschiedlich. Subtypen: Glazio-äolisch, residuo-äolisch (rotgefärbte Sandsteine und Arkosen, Buntsandstein!), aqueo-äolisch, äolo-glazial (hierher kann man den Löß als einen allerdings extrem feinkörnigen Sand rechnen), äolo-residual, äolo-vulkanisch, äolo-hydatogen (Stranddünen).

Die äolisch bewegten und rundgeschliffenen Körner verkleinern sich weitgehender als die im Wasser durch Abrollung kaum unter 1 mm Durchmesser abnehmenden Partikel. Die Verkleinerung des Wüstensandes führt bis zum Staube, der fein genug ist, daß er aus dem Ursprungsgebiet letztlich ganz weggeblasen wird.

6. Unter den organogenen Sandgesteinen figurieren Muschelsande, Foraminiferensande, körnige Deposite von Algen und, zu fraglichen Teilen, die Oolithe. Auch Glaukonitsand wird vom Verf. hierher gestellt, da sich der Glaukonit, der vorzugsweise Organismenschalen ausfüllt, unter Mitwirkung zerfallender organischer Substanz ausgeschieden haben soll. Subtypen: Aqueo-organogen, äolo-organogen (hierher gehörig nach EVANS Partien des Great Oolite).

7. Sedimentation infolge Konzentration von Lösungen liefert naturgemäß nur dann sandartiges Gestein, wenn die isolierende und wieder zusammenfügende Windwirkung hinzukommt. Derart ist die Bildung des Gipssandes von Neu-Mexiko (vergl. Mc DOUGAL) und des Chalcedon-Oolithes von Center County (vergl. HOVEY). Hier anzureihende Subtypen liegen vor, wenn die chemische Sedimentation durch Organismen wesentlich unterstützt wird, oder wenn die äolische Umlagerung nach der Ausscheidung besonders charakteristisch hervortritt. Auch ein Teil des Sylvania-Sandsteins gehört als Subtypus hierher.

Die Diskussion zu den Ausführungen des Verf.'s enthält Bemerkungen von W. M. DAVIS, A. C. LANE und J. BARRELL. Letzterer weist auf einschlägige ältere Untersuchungen von A. R. HUNT hin und schlägt eine Methode vor, um gleichgroße Sandkörner nach ihrer Gestalt verhältnismäßig mühelos zu sortieren und die relative Häufigkeit der Formen zwecks Diagnose zu überblicken. Ihm erscheint der äolo-hydatogene Subtypus besonders beachtenswert, da man ihn vorherrschend finden müsse an den Rändern alter, zum Basisspiegel der Erosion erniedrigter Landflächen.

Wetzel.

Wiman, C.: Om flintan i Bohuslän. (Geol. fören. i Stockholm Förh. **34**, 5. 1912. 475—489.)

Sargent, H. C.: Clay bands in the limestone of the Crich inlier. (Geol. Mag. 1912. 406—412. 1 Fig.)

- Chapmann, M. B.: Chemistry of carboniferous limestone, Avon gorge. (Geol. Mag. 1912. 498—503.)
- Darton, N. H.: Sandstone pinnacles. (Geolog. Charakterbilder von H. STILLE. H. 11. 1912. 6 Taf.)
- Silica and Lime deposition. (Geolog. Charakterbilder von H. STILLE. H. 12. 1912. 6 Taf.)
- Hatch, F. H. and R. H. Rastall: The Petrology of the Sedimentary Rocks. A description of the sediments and their metamorphic derivations. With an appendix on the systematic examination of loose detrital sediments by T. CROOK. 8°. 425 p. 50 Illustr. London 1913.
- Häberle, D.: Über traubige und zapfenförmige konkretionäre Bildungen im Buntsandstein. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 1913. 3. 94—97. 2 Fig.)
- Schloßmacher, K.: Exkursion in die älteren Taunusgesteine. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 1913. 3. 26—28.)
- Schneiderhöhn, H.: Die hydratogenen Quarzgänge des Taunus. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 1913. 3. 29—30. 1 Fig.)

### Kristalline Schiefer. Metamorphose.

**G. Berg:** Die Entstehung der Orthogneise. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 62. -344—358-. 1910.)

In der Einleitung seines Vortrages bezeichnet Verf. als „die älteste und nächstliegende Anschauung“ von der Entstehung der Orthogneise die Annahme, „daß die Gneise durch einfache mechanische Zerquetschung aus Graniten entstehen“, und stellt ihr die Theorie der Kristallisationsschieferung und der primären Streckung gegenüber. Ref. möchte auch hier wie schon wiederholt an anderen Stellen betonen, daß in der Lehre von der Dynamometamorphose der „Lösungsumsatz“ seit mehr als zwanzig Jahren mit allem Nachdruck zur Erklärung der Gneise herangezogen wird, und daß die Theorie der Kristallisationsschieferung sich in ihrem tiefsten Wesen nicht der Art, sondern dem Grade nach von der älteren Auffassung unterscheidet, da der Übergang vom „Dislokationsmetamorphismus“ zum „Regionalmetamorphismus“ schon lange gesucht und gefunden ist.

Die Orthogneise im Osten des Riesengebirges, über die eine ausführliche Veröffentlichung in Aussicht gestellt wird, erweisen sich als sehr mannigfaltig struierte Gesteine; neben echten körnigen Graniten finden sich Blauquarz-Granite, Augengneise, ebenschieferige Lagengneise, schlierige Lagengneise, Flasergneise und langflaserige bis schieferige Gneise; nur kurzschuppige Gneise scheinen zu fehlen. Mikroskopisch ist bei großer Mannigfaltigkeit der Texturen die sehr ungleiche Rolle der Kataklyse, die vielfach ganz fehlen, in anderen Fällen eine sehr wichtige Rolle spielen, besonders auffallend.

Schon die grobkörnigen granitisch-körnigen Massen zeigen weitgehende Kataklyse; besonders die Quarze der Blauquarz-Granite sind

erfüllt von zahllosen, in verkeilten Rissen angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen. Durch „Quetschzonen, in denen die Feldspate nicht nur zersplittert, sondern zu sericitischen Massen zermahlt sind“, entstehen Augengneise. Vollständige Umwandlung in Sericitschiefer ist auf vereinzelte Vorkommen beschränkt, hingegen Regeneration von Feldspaterealen und besonders von Quarz-arealen zu einheitlichen Individuen oder Gruppen von diesen häufig, auch von Biotit, der an die Stelle der sericitischen Ausweichzonen tritt.

Als nicht durch mechanische und chemische Umwandlung aus gleichkörnig-granitischen Gesteinen erklärbar bezeichnet Verf. schlierige Gneise besonders aus den randlichen Teilen der Gneisgebiete, Gesteine mit wenig und vorwiegend muscovitischem Glimmer, die deutliche Parallelstruktur besitzen, aber keine Spur von mechanischen Deformationen aufweisen, und deren Komponenten keineswegs mit ihren Längsrichtungen gleichsinnig, sondern vielmehr ganz regellos orientiert sind. Verf. faßt die Struktur als „eine der Fluidalstruktur gewisser Porphyre analoge Fluktuationerscheinung im granitischen Magma“ auf, mithin als eine primäre Streckung. Im Anschluß an die Beschreibung dieses Gesteins wendet sich Verf. gegen eine zu weitgehende Annahme primärer Streckung und Protoklase und möchte speziell für schuppige Orthogneise Entstehung durch Kristallisationsschieferung, für flaserige Orthogneise durch „Kristallisationsschieferung unter gleichzeitigem Eintreten mechanischer Ausgleichbewegung“ annehmen.

Durch Zertrümmerung und Neukristallisation entstandene Umwandlungsprodukte primär gestreckter Granitmodifikationen finden sich bei Arnsberg, Gesteine mit sehr starker und feiner, an Granulite erinnernder Lagenstruktur, aber ohne deutliche Parallelabsonderung, mit starken Kataklasen, aber ohne Quetschzonen. An sie schließen sich als stärker umgewandelte Gebilde gleicher Entstehung ebenplattige, leicht spaltbare Schiefer mit weit ausgedehnten Sericithäuten parallel der Spaltbarkeit.

Primär gestreckte Gesteine wie diese schlierigen Gneise müssen besonders leicht der mechanischen Umformung unterliegen; da primäre Streckung am Rand der Gneisareale sehr häufig ist, erklärt sich auch die im allgemeinen stärkere Entwicklung sekundärer Parallelstruktur in den randlichen Gebieten. Durch reine Kristallisationsschieferung müßten aus primär schlierigen Graniten (bezw. Orthogneisen) granulitähnliche Gesteine hervorgehen; eine derartige Entstehung schreibt Verf. den sächsischen Granuliten zu — im Gneisgebiet im Osten des Riesengebirges fehlen die Produkte reiner Kristallisationsschieferung überhaupt.

Intrusion und Aufblätterung des schieferigen Nebengesteins führt zu Konkordanz mit auskeilender Wechsellagerung zwischen Gneis und Schiefer, gleichzeitige Resorption zur Bildung basischer und saurer Schlieren, die sich gleichfalls der Konkordanz einfügen. Da durch Diffusion die Grenzen der basischen Schlieren unscharf werden, entstehen hierbei Flammgneise im Sinne J. LEHMANN'S, die bei hinzukommender metamorpher Umwandlung Flasergneis mit chemisch abweichenden Gesteinslinsen werden. Verteilung des resorbierten Materials über weite Gebiete des Granits kann zu chemisch abweichender Randfazies führen: in diesem Sinne deutet

Verf. die Vertretung des Gneises durch basische Hornblendegneise und Gabbroschiefern nahestehende Modifikationen in den östlichen Gneisgebieten bei Städt. Dittersbach, wo der Gneis amphibolitische Gesteine durchsetzt.

Intrusion und Umformung denkt sich Verf. (ähnlich wie F. BECKE) dadurch aneinandergelüpft, daß Intrusion meist mit der Auffaltung großer Gebirgssysteme verbunden ist; der gebirgsbildende Druck wirkte auf das erstarrte Gestein, doch erfolgen die Wirkungen des Druckes noch unter der Nachwirkung der Wärme des intrudierten Magmas. Hierin und in der Natur des Granits als Tiefengestein erblickt Verf. die Ursache der viel größeren Häufigkeit der Orthogneise im Vergleich mit den durch reine Tiefenmetamorphose entstandenen Paragneisen.

Schließlich gibt Verf. für die durch verschiedene Entstehungsweise der Orthogneise bedingten verschiedenen Strukturen folgendes Schema, wobei mit a die gleichmäßig körnig ausgebildeten, mit b die durch parallele Schlierenbildung resp. primäre Streckung charakterisierten Tiefengesteinsfazies bezeichnet werden, die untereinander selbstverständlich durch Übergänge verbunden sind.

→ Zunehmende Kristallisationsschieferung.

Zunehmende mechanische Auswältzung.	Ur-	a) Granite b) Schlierige Gneise (hierher Flammengneise)	a) Schuppige Gneise b) Schuppige Lagengneise (hierher Granulite)
	Zer-	a) Blauquarzgranite b) Kataklastische Lagengneise	
	Zer-	a) Augengneise b) Sericitische Lagengneise	a) Flaserige Gneise b) Schieferige Gneise
	Zer-	a) } b) } manche Sericitschiefer	a) } b) } manche Muscovitschiefer.

Milch.

G. Klemm: Über die Tessiner „Gneise“. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 62. -722—723-. 1910.)

Verf. stellt zunächst seine Priorität der Entdeckung der Mischgesteinszone von Bellinzona—Locarno fest und berichtet sodann, daß die gegen seine Auffassung vom postjurassischen Alter der Tessiner Granite vorgebrachten Beweise für ein prätriadisches Alter des in den „Tessiner Gneis“ übergehenden „Antigoriogneises“ unhaltbar seien, da die sogen. „Gerölle von Antigoriogneis“ aus dem Triasmarmor des Cairascatales bei Varzo granitische Intrusionen sind.

Milch.

O. Mügge: Über metamorphische Prozesse in den kristallinen Schiefeln. (Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen. Geschäftl. Mitt. 1911. 21 p.)

Der Vortrag gibt eine kritische Besprechung der Vorgänge, die nach der jetzigen Auffassung bei der Bildung der kristallinen Schiefer sich abspielen.

Die Anschauung von der chemischen Konstanz während der Metamorphose ist „mindestens in vielen Fällen berechtigt“. Das ist einer der Gründe, aus denen „Unter allen geologischen Prozessen . . . die der exomorphen Kontaktmetamorphose mit jenen, welche zur Bildung der kristallinen Schiefer führen, die größte Ähnlichkeit zu haben“ scheinen, abgesehen natürlich von den pneumatolytischen Vorgängen.

Der eigentliche gesteinsbildende Metamorphismus ist, im Gegensatz zu der Entstehung der Eruptiva und Sedimente, ein Vermischungsprozeß. Der Mangel an exakten geologischen Thermo- und Piezometern läßt es aber zurzeit aussichtslos erscheinen, diese Prozesse im Detail zu verfolgen. Die Bildung der Gemengteile der kristallinen Schiefer erfolgt „gewissermaßen in nur kleinen, aber äußerst zahlreichen, voneinander mehr oder weniger getrennten Laboratorien, nämlich auf den feinen Klüften in und zwischen den Gemengteilen des Ausgangsmaterials“. Dazu kommt oft mehrfacher Wechsel von Druck und Temperatur, so daß im Laufe der Zeit sehr verschiedene Mutterlauge miteinander und ihren Bodenkörpern in Reaktion treten werden. Die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen wird vermutlich erst im Laufe langer Perioden sich vereinfachen — daher die einfachere Zusammensetzung vieler Schiefer der tiefsten Stufen.

Ein dem relativ einfachen Verlauf der Kristallisation eines Magmas entsprechender Gang in der Herausbildung eines kristallinen Schiefers wird daher selten sein. Schon bei jenen treten wahrscheinlich recht oft kompliziertere Reaktionen zwischen Mutterlauge und Ausscheidungen auf (entsprechend den Experimentaluntersuchungen von SHEPHERD, RANKIN, WRIGHT, Zeitschr. anorg. Chem. 71. 19. 1911 und H. BRAND, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXII. Heft 3). Die mannigfache Zusammensetzung des Ausgangsmaterials, die verschiedenen tektonischen Einflüsse, das Verhältnis zwischen Versenkungs- und Umwandlungsgeschwindigkeit u. a. werden mehrfach zu ganzen Reihen von Umwandlungen, erheblichen Resorptionsvorgängen u. dergl. führen.

Die einfachen BECKE'schen Reaktionsgleichungen werden daher vielleicht nur selten zutreffen.

Das Volumgesetz der kristallinen Schiefer scheint in der Tat begründet zu sein, wenn auch seine Ableitung von seiten verschiedener Autoren nicht immer einwandfrei ist. Auch Struktur und Textur sprechen dafür.

Die Korngröße wird im Anfang zunächst gering sein; erst wenn, nahe dem Gleichgewichtszustand, die Prozesse langsamer verlaufen, wird eine Kornvergrößerung (der Ausdruck „Sammelkristallisation“ wird als unnötig angesehen) eintreten, die bei Mineralien mit im Verhältnis zur Mutterlauge erheblicher Oberflächenspannung zur Bildung von Porphyroblasten führen kann. Dies Verhältnis des Kristalls zur Mutterlauge ist also für seine Form ausschlaggebend, nicht das der einzelnen Kristallarten untereinander, so daß

bei dem Schwanken in der Zusammensetzung der Lösungen „man eine allgemeine kristalloblastische Reihe nicht aufstellen können“ wird.

Für die Form der Gemengteile ist z. T. das RIEKE'sche Prinzip von Bedeutung, es ist aber nicht der einzige wirksame Faktor. So ist z. B. die kristallographische Orientierung der vorwiegend tafeligen oder säuligen Mineralien nach der Schieferungsfläche abhängig von einer mechanischen Einstellung dieser anisometrischen Gemengteile im Moment ihrer Entstehung. Dabei führt die Druckverteilung  $\text{maximum} - \text{medium} > \text{medium} - \text{minimum}$  zur Schieferung (der häufigste Fall),  $\text{max.} - \text{med.} < \text{med.} - \text{min.}$  zur Streckung (Stengelgneise u. dergl.). Die kristallographische Orientierung könnte auch darauf beruhen, daß die Löslichkeit für Druck parallel den Spaltflächen viel größer ist als für Druck senkrecht dazu, so daß Kristalle mit der Spaltung quer zur Schieferungsrichtung zugunsten der parallel dazu liegenden aufgezehrt werden.

Daß der Einfluß des gerichteten Druckes nicht überschätzt werden darf, zeigt der Mangel an Abplattungs- oder Streckungserscheinungen bei vielen regulären Porphyroblasten (Granat macht bisweilen eine Ausnahme).

Die isomorphe Schichtung ist vielfach eine andere als in dem Ausgangsmaterial, im allgemeinen gering wegen der geringen Wachstumsgeschwindigkeit. Wenn auch die intensive Verschränkung der Neubildungen oft eine Feststellung ihrer Altersfolge hindert, kann eine solche doch für die Neubildungen innerhalb eines der ursprünglichen Gemengteile bestehen, ohne daß dabei die gleichen Umwandlungsprodukte, aus verschiedenen Mineralien hervorgegangen, notwendig gleichalterig sein müßten. Ein Gemengteil kann also in mehreren „Generationen“ vorliegen.

Die Struktur zeigt bisweilen Ähnlichkeiten mit der gewisser Eruptiva, weit häufiger aber mit der der Kontaktgesteine. Die Knoten dieser sind einschlußreiche Porphyroblasten und finden Analoga in manchen Schiefen. Ihre Ausscheidung wird im Anfang erst bei einer gewissen Übersättigung der Mutterlauge, dann aber sehr rasch erfolgen, während der sich neu bildende Quarz, Feldspat etc. sich an die vorhandenen Reste dieser Mineralien ansetzt und daher langsam wächst.

Zu diesen Struktureigenheiten kommen außerdem noch die mannigfachen, durch mechanische Vorgänge verursachten Erscheinungen hinzu.

Geologie und physikalische Chemie haben sich zur Entzifferung dieser schwierigen Verhältnisse die Hände zu reichen, wobei es zunächst auf das Auffinden lösbarer Probleme und weniger auf eine Verbreiterung als eine Vertiefung unserer Kenntnisse ankommt. **O. H. Erdmannsdörffer.**

Walther, J.: Die lithologischen Eigenschaften der Gesteine im Liegenden der cambrischen Formation. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 511—513.)

Barrois, Ch.: Sur les roches graphitiques de Bretagne. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 525—532. 1 Fig.)

- Adams, F. A.: The Origin of the deep-seated Metamorphism of the pre-Cambrian crystalline schists. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 563—572.)
- Sederholm, J. J.: Die regionale Umschmelzung (Anatexis), erläutert an typischen Beispielen. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 573—586.)
- Termier, P.: Sur la genèse des terrains cristallophylliens. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 587—595.)
- Barrois, Ch.: Sur les relations tectoniques des granites grenus et gneissiques de Bretagne. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 597—605. 2 Fig.)
- Coleman, A. P.: Metamorphism in the pre-Cambrian of Northern Ontario. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 607—616.)
- Becke, F.: Über das Grundgebirge im niederösterreichischen Waldviertel. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 617—624.)
- Grubenmann, U.: Über einige tiefe Gneise aus den Schweizer Alpen. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 625—631.)
- Lane, A. C.: The stratigraphic value of the „Laurentian“. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 633—637. 1 Fig.)
- Koenigsberger, J.: Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 639—671. 4 Fig.)
- Miller, W. G.: The Principles of Classification of the pre-Cambrian Rocks, and the Extent to which it is possible to establish a chronological Classification. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 673—682. 2 Fig.)
- Sederholm, J. J.: Subdivision of the pre-Cambrian of Fenno-Scandia. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 683—698.)
- Kemp, J. F.: Pre-Cambrian formations in the State of New York. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 699—719. 1 Fig.)
- Coleman, A. P.: Methods of classification of the Archaean of Ontario. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 721—728.)
- Blackwelder, E.: The older pre-Cambrian rocks of Eastern rocks. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 729—733.)
- Ordoñez, E.: Ist die Parallelstruktur des Gotthardgranites protoklastisch? (Verh. nat. med. Ver. Heidelberg. N. F. **11**, 3. 1912. 225—229. Taf. 9.)
- Goldschmidt, V. M.: Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose, mit Beispielen aus der Geologie des südlichen Norwegen. Vidensk. selskap. Skr. Mat.-naturw. Kl. 1912. 16 p. 1 Fig.)
- Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegen. I. Ein cambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose. (Vidensk. selskap. Skr. Mat.-naturw. Kl. 1912. 18 p. 5 Taf.)
- Stark, M.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. (Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien. Mat.-naturw. Kl. **121**. (1.) 195—226. 1 Taf. 5 Textfig. 1912.)

Schwenkel, H.: Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. Inaug.-Diss. Tübingen 1912. 182 p. 8 Taf. 23 Textfig. (Aus: Min.-petr. Mitt. 31.)

### Verwitterung. Bodenkunde.

A. Lucas: The blackened rocks of the Nile Cataracts and of the Egyptian deserts. (Publication of the Survey Department. Cairo 1905.)

Verf. untersuchte die rötlichschwarzen, oberflächlich bloßgelegten Lagen des nubischen Sandsteins, die braune Schutzrinde auf anstehendem Kalkstein, Granit etc. der ägyptischen Wüste, die braunschwarze glänzende Patina der Hornsteine und Feuersteine und den tintenschwarzen Lackglanz auf den Felsen der Nilkatarakte und an anderen Uferstellen des Nil und prüfte zum Vergleich auch die jeweilig unterliegende Gesteinsmasse.

Bei der Literaturbesprechung in der Einleitung empfindet man zunächst die dem Verf. bereits zur Gewohnheit gewordene mangelhafte Würdigung der deutschen Autoren, von denen er nur ZITTEL, SICKENBERGER und WALTHER kennt. Drei andere Autoren hätten ihm noch weitere Aufschlüsse gegeben, nämlich G. LINCK (Über die dunklen Rinden der Gesteine der Wüsten. Jenaische Zeitschr. f. Naturw. 1900), BLANCKENHORN (Geologie von Ägypten. IV. Teil. 1901. p. 483) und SCHWEINFURTH (in Zeitschr. d. Berliner anthropol. Ges. 1902 p. 299 und 1903 p. 815).

Als Bestandteile der Krusten wurden durch Analysen festgestellt: Eisenoxyd, Manganoxyd, Tonerde, Kalk, Kali, Phosphorsäure und Schwefelsäure. Abgesehen von den manganeisenschüssigen Lagen im nubischen Sandstein, die früher gebildet waren und erst durch Verwitterung der sie einschließenden weicheren Schichten an die Oberfläche gelangten, sind die übrigen Krustenbildungen auf Gesteinen der Wüste durch das heutige Klima bedingt. Alle betreffenden Gesteine sind etwas wasserdurchlässig und enthalten in sich die obengenannten Stoffe. Das als Regen oder Tau zugeführte Wasser kann unter Mitwirkung von Kohlensäure, Phosphorsäure und Kochsalz bei erhöhter Temperatur alle diese Stoffe lösen und führt sie durch Kapillarität an die Oberfläche, wo sie bei Verdunstung des Wassers niedergeschlagen und dann noch teilweise verändert, d. h. oxydiert werden.

In bezug auf die schwarze Patina hingegen, welche auf den Granit-, Sandstein- und Kalkfelsen des Nilufers zwischen Hoch- und Niederwasserstand erscheint, bleibt es nach dem Verf. noch zweifelhaft, ob die Substanzen aus dem Felsuntergrund herausgetreten oder neu von außen durch das Nilwasser abgesetzt sind, da auch der Nil alle Bestandteile der Patina sowohl in Lösung wie als Senkstoff enthält. Im letzten Falle sollte man die Patina auch im Grunde des Flußbettes unterhalb des Tiefwasserstandes erwarten. Aber Verf. hat leider diese wichtige Frage, zu der Material zu schaffen ihm doch (etwa mit Hilfe langer Bohrmeißel) ein leichtes gewesen

wäre, nicht beantwortet. Nach Verf. spricht nur die Ähnlichkeit der Patina mit derjenigen der Wüste für gleichartige Entstehung durch kapillares Aufsteigen von innen nach der Oberfläche.

Die in einem Appendix gebrachten Ergebnisse der von HUME durchgeführten mikroskopischen Untersuchungen der Gesteinsschnitte zeigen im allgemeinen keinen regelmäßigen Wechsel oder erfolgte Wanderung der für die Krustenbildung in Betracht kommenden Substanzen in der Richtung von innen nach der Peripherie.

Im Gegensatz zu dem Verf. geht übrigens die neueste von LINCK, SCHWEINFURTH und dem Ref. vertretene Auffassung dahin, daß die schwarze glänzende Patina, der „schwarze Glaskopf“ LINCK's, am Nil wie in der Wüste im wesentlichen nicht aus den Gesteinen, auch nicht vom Flusse stamme, sondern aus dem zugewehten Wüstenstaube der Luft, der auf den durch Tau, Nebel oder Bodenfeuchtigkeit benetzten Felsen und Geröllen haftet.

M. Blanckenhorn.

R. Schwarz: Chemische Untersuchungen über Bohnerztonen und afrikanische Erden. Dissertation. Freiburg 1910.

Die Tone wurden nach der besonders von VAN BEMMELEN ausgearbeiteten Methode untersucht. Es wurde die Löslichkeit der einzelnen Bestandteile in verdünnter Salzsäure, in fünfprozentiger Natronlauge und in konzentrierter Schwefelsäure bestimmt. Diese Einzelbestimmungen geben neben der Bauschanalyse eine gute Übersicht der chemischen und physikalischen Eigenschaften der Tone. Der Bohnerzton von Herbolzheim bei Freiburg zeigte in der Bauschanalyse wie in dem Natronlaugeauszug das Verhältnis  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 2$ . Ein Ton von Ebringen zeigt im Salzsäureauszug das Verhältnis  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 3$ , im Natronlaugeauszug sogar  $1 : 4$ . Nach derselben Methode wurden noch sechs angebliche Laterite aus Kamerun untersucht. Sowohl für den in Natronlauge wie auch für den in Salzsäure löslichen Teil war das Verhältnis  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 2$ . Da keine der Proben freie Tonerde in Form von Hydrargillit enthielt, konnten sie auch nicht als Laterit bezeichnet werden. Verf. nimmt an, daß in den Tropen die wahre Lateritbildung örtlich beschränkt ist und nicht die Ausdehnung besitzt, die man ihr gewöhnlich zuschreibt.

Kurd Endell.

Atterberg, A.: Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralböden Schwedens. (Internat. Mitt. f. Bodenk. 1912. 2. 31 p. Mit 1 Textfig.)

— Die Konsistenz und die Bindigkeit der Böden. (Internat. Mitt. f. Bodenk. 1912. 2. 41 p. 21 Fig.)

Lotz, H.: Die Verwitterung einiger gesteinsbildender Mineralien unter dem Einfluß von schwefliger Säure. Diss. Gießen 1912. (Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Naturw. Abt. 1910—1911. N. F. 4. 70—108. 1 Taf.)

- Moore, E. S.: Hydrothermal alteration of granite and the source of vein-Quartz at the St.-Anthony mine. (Econ. Geol. 1912. 7. 751—761.)
- Rohland, P.: Über die Adsorptionsfähigkeit der Hydroxyde des Siliciums, Aluminiums und Eisens. VI. (Zeitschr. f. anorgan. Chemie. 1913. 80. 174—175.)

### Experimentelle Petrographie.

**A. L. Day:** Some mineral relations from the laboratory view point. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 141—178. 1 Taf. 7 Textfig.)

Verf. berichtet über Aufgaben und Tätigkeit des „Geophysical Laboratory“, in welchem man bemüht ist, die gesteinsbildenden Mineralien rein darzustellen und an derartigen reinen Substanzen physikalisch-chemische Bestimmungen exakt auszuführen. Die Apparatur wird vom Verf. kurz beschrieben. Die Bestimmung von Schmelzpunkten erreicht bei den hohen Temperaturen Genauigkeiten bis zu  $\frac{1}{10}$  Grad (beim Diopsid). Solche Feststellungen lassen sich an Mischungen, wie sie die natürlichen Mineralien oft darstellen, nicht machen. An einem Beispiele (Orthoklas) wird gezeigt, daß die Beobachtung von Schmelzpunkten nicht auf die Annahme gestützt werden darf, daß die Mineralien etwa alle im Moment des Zustandswechsels sogleich in ein merkliches Fließen geraten. Die Viskosität ist in mehreren Fällen so groß, daß der dem festen Körper eigene Raum eine Zeitlang unverändert beibehalten wird. Auch Umwandlungspunkte, deren Zahl durch die jüngsten Beobachtungen erheblich wächst, werden in ihrem Wert für die Charakteristik und Diagnose der Mineralien beachtet, um so mehr, als sie sich vielfach wenig abhängig von Versuchsbedingungen zeigen. Es gibt freilich genug Mineralien, deren Bildung durch Umwandlung ebenso leicht Verzögerung erfährt wie die Kristallisation vieler anderer; da sie alle in der Natur kristallisiert auftreten, so sind (z. T. flüchtige) Mineralisatoren anzunehmen und experimentell auszuprobieren. Als geologische Thermometer kommt diese Gruppe von Mineralien nicht in Betracht.

Als Beispiel dafür, wie weit die physikalisch-chemischen Untersuchungen petrographisch wichtiger Mineralgemische gediehen, ist das Abkühlungsdiagramm für Mischungen der Metasilikate von Ca und Mg gegeben. Hier unterscheidet man zehn verschiedene Existenzgebiete einschließlich der noch im festen Zustande wechselnden Modifikationen. Zwei Modifikationen des Mg Si O<sub>3</sub> sind bekannt geworden, die stabiler sind als der natürlich vorkommende Enstatit, welcher mithin (cf. J. H. L. VOGT) als Beispiel für eine nicht stabile Modifikation gilt, die sehr viel Zeit zum Übergang in die stabilere braucht (incomplete reaction).

Wetzel.

**F. E. Wright:** Geological thermometry. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 783—784 [Ausz. u. Diskuss.])

Temperaturpunkte auf der Skala des geologischen Thermometers müssen „historische“ sein, d. h. sie müssen zuzuordnen sein dauernden Spuren be-

stimmter Temperaturwirkungen. Eine Reihe brauchbarer Daten existiert bereits in Gestalt von Schmelzpunkten, Umwandlungspunkten, Existenzgebietsgrenzen von Substanzen, bei denen Dissoziation erzielbar ist, etc. Eine sich an die Ausführungen schließende Diskussion gibt J. F. KEMP Gelegenheit zu einem Beitrag.

Wetzel.

**F. D. Adams:** Experimental investigation into the flow of diabase. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 773 [Ausz.] )

Bei verschiedenen Temperaturen, bis zu 1000<sup>0</sup>, wurden Diabas und andere silikatische und carbonatische Gesteine verschiedenen Drucken ausgesetzt. Bei 450<sup>0</sup> bekommt der Diabas die typisch kataklastische Struktur mancher Flaserabbros und überhaupt verschiedene Eigenschaften dynamometamorpher Gesteine, ohne daß er dabei den Zusammenhang verliert. Der Diabas hatte nach dem Versuch noch die Hälfte der ursprünglichen Druckfestigkeit.

Wetzel.

**F. Singer:** Über künstliche Zeolithe und ihren konstitutionellen Zusammenhang mit anderen Silikaten. Dissertation. Technische Hochschule, Berlin 1910. 72 p.

Die „künstlichen Zeolithe“ wurden nach dem GANS'schen Permutitverfahren durch wässrige Zersetzung von Natron-Tonerde-Kieselsäureschmelzen erhalten. Als Ausgangsmaterialien dienten: frisch calcinierte Soda, Tonerdehydrat bzw. -oxyd, Kieselsäure in Form von fein gemahlenem Hohenbockaer Sand (99,97 % Si O<sub>2</sub>). Die erhaltenen Schmelzen wurden durch Eingießen in Wasser rasch abgekühlt und dann ausgelaut. Die Auslaugungsprodukte waren körnig, „kristallin“ und filtrierten sehr gut. Die besten Zeolithe werden erhalten, wenn man auf ein Molekül des darzustellenden Zeoliths etwa vier bis sechs Moleküle Natriummetasilikat als Schmelzmittel verwendet. Der Wassergehalt der einzelnen Zeolithe nimmt mit steigendem Kieselsäuregehalt ab. Die durchschnittliche Austauschfähigkeit des Alkalimoleküls gegen Calciumoxyd nimmt mit steigendem Si O<sub>2</sub>-Gehalt zu, erreicht bei Körpern mit 5 Si O<sub>2</sub> ihren Höhepunkt, um bei höherem Kieselsäuregehalt wieder abzunehmen.

Die Tonerde ist in diesen „Zeolithen“ durch B<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, V<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, Mn<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub>, Co<sub>2</sub> O<sub>3</sub> ersetzbar, während sich Cr<sub>2</sub> O<sub>3</sub> nicht in diese Verbindungen einführen läßt. Die Austauschfähigkeit ist geringer als bei den entsprechenden Tonerdezeolithen und bei Bor-Zeolithen besonders klein.

Anstatt des Natriummetasilikates kann man auch Natriumborat verwenden. Als geeignetstes Flußmittel wurde ein Zusatz von 5 Na<sub>2</sub> O 2 B<sub>2</sub> O<sub>3</sub> auf ein Molekül des darzustellenden Körpers gefunden. In den so hergestellten Zeolithen ist Si O<sub>2</sub> durch Ti O<sub>2</sub> und Sn O<sub>2</sub>, jedoch nicht durch Zr O<sub>2</sub> und Pb O<sub>2</sub> ersetzbar. Die Austauschfähigkeit dieser Zeolithe ist besser als diejenige der aus Natriummetasilikat hergestellten Körper. Man hat es mit zwei Klassen von Zeolithen zu tun, die sich nach der GANS'schen Theorie erklären lassen: Aus dem Natriummetasilikatfluß bildeten sich die von GANS mit „Tonerdedoppelsilikate“ bezeichneten Verbindungen, Körper, die das Alkalimolekül

im wesentlichen direkt an die Kieselsäure und nicht an das Sesquioxyd gebunden enthalten, während durch Zersetzung der Boratschmelze „Aluminatsilikate“ entstanden, deren Alkalimolekül im wesentlichen an die Sesquioxyde gebunden war.

Ein wesentlicher Unterschied besteht in der vom Verf. gefundenen Ultramarinreaktion (D. R. P. 221 344). Werden die aus der Boratschmelze gewonnenen Zeolithe mit Sulfiden, Polysulfiden, Sulphydraten etc. gekocht oder geglüht, so wird das Wasser durch Sulfid ersetzt und es entstehen intensiv gefärbte Ultramarine. Die Einwirkung dieser Reagenzien auf alle künstlichen Zeolithe, die aus Natriumsilikatschmelze hergestellt werden, ist vollkommen erfolglos.

Die Fähigkeit der Titandioxyd-Zeolithe, Ultramarine zu bilden, läßt vermuten, daß sie analog den „Aluminatsilikaten“ konstituiert sind.

Kurd Endell.

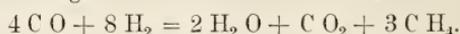
**A. Gautier:** Quelques remarques, au point de vue géologique et chimique, relatives à l'action que la chaleur exerce sur l'oxyde de carbone. (Compt. rend. 150. I. 1383—1387. 1910.)

GAUTIER fand, daß CO bis zu Temperaturen von 1300° C hinauf (helle Rotglut) sich nicht nach der Gleichung von DEVILLE:  $2\text{CO} = \text{C} + \text{CO}_2$  zersetzte, indem sich kein Anflug von C zeigte; auch BERTHELOT hatte seinerzeit keinen solchen Anflug beobachtet und hieraus auf Bildung von Suboxyden wie  $\text{C}_2\text{O}$ ,  $\text{C}_2\text{O}_3$  oder  $\text{C}_3\text{O}_2$  geschlossen. GAUTIER aber vermutet, daß bei ihm und bei BERTHELOT in dem verwendeten CO Spuren von H vorhanden waren, so daß sich etwa folgende Reaktion vollzog:  $2\text{CO} + 4\text{H} = \text{CO}_2 + \text{CH}_4$ .

Johnsen.

**A. Gautier:** Action de l'hydrogène sur l'oxyde de carbone; formation d'eau et de méthane. Action de l'eau, au rouge, sur le même oxyde. Applications aux phénomènes volcaniques. (Compt. rend. 150. I. 1564—1569. 1910.)

Es ist unwahrscheinlich, daß  $\text{H}_2\text{O}$  als solches in dem Lava-Reservoir vorhanden ist, denn die Ferrosilikate würden es zu H reduzieren;  $\text{CO}_2$  wird durch H bei hoher Temperatur zu CO reduziert, das gebildete  $\text{H}_2\text{O}$  aber wieder durch Silikate und Metallsulfide zu H reduziert. GAUTIER findet nun bei Atmosphärendruck: H reduziert CO unter Bildung von  $\text{H}_2\text{O}$ , zunehmend von 400° bis etwa 1000°, wo das Maximum der Reduktionswirkung liegt. Gleichzeitig entsteht  $\text{CO}_2$  und, zunehmend mit der relativen H-Menge, auch  $\text{CH}_4$  nach der Gleichung:



So erklärt sich die Anwesenheit von  $\text{CH}_4$  neben H,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , CO in den vulkanischen Emanationen. Die Einwirkung von  $\text{H}_2\text{O}$  auf CO bei 500°—900° ergab keine Spur von Ameisensäure, aber etwas Formol. Künftig soll die Einwirkung von Fe und seinen Oxyden auf das Gemisch H,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , CO,  $\text{CH}_4$  untersucht werden.

Johnsen.

**P. Mahler:** De l'action de l'air sur la houille. (Compt. rend. 150. I. 1521—1523. 1910.)

Verf. setzt seine Versuche über die Einwirkung eines Luftstromes auf sorgfältigst getrocknetes Kohlenpulver fort; benutzt wurden Kohlen von Courrières, Anzin, Azincourt und Decazeville. Schon bei 40° entstehen  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ , bei höheren Temperaturen in größerer Menge, besonders  $CO$ ; zwischen 100° und 200° enthält das kondensierte  $H_2O$  merkliche Mengen riechender Kohlenwasserstoffe. Ist das Kohlenpulver nicht völlig getrocknet, so ist die Einwirkung der Luft geringer. Diese Versuche erklären das Auftreten von  $CO$  in Kohlenbergwerken. **Johnsen.**

---

**P. Camboulives:** Action des vapeurs de tétrachlorure de carbone sur quelques minéraux. (Compt. rend. 150. I. 221—223. 1910.)

Dämpfe von Tetrachlorkohlenstoff greifen bereits bei relativ niedriger Temperatur viele Sauerstoffverbindungen an. So wird nicht nur das durch Glühen von  $NH_4$ -Alaun gewonnene  $Al_2O_3$ , sondern auch Korund bei 390° teilweise zersetzt. Wolframit gibt flüchtige  $Cl$ -Verbindungen von  $Fe$  und  $W$  quantitativ ab, wodurch die bisherige Analyse sehr vereinfacht wird. Silikate werden um so stärker zersetzt, je ärmer sie an  $SiO_2$  sind, wasserhaltige Silikate vollständig. **Johnsen.**

---

Adams, F. D.: An Experimental Investigation into the Flow of Rocks. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 911—945. 1 Fig. 8 Taf.)

Vogt, J. H. L.: Über die Bedeutung der physikalischen Chemie für die Petrographie. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 947—964. 9 Fig.)

Day, A. L.: Are quantitative physico-chemical Studies of Rocks practicable? (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 965—967.)

König, Fr.: Über die Genesis der zementbildenden Materialien. Rekonstruktiv und musealtechnisch dargestellt. (Protokoll d. XVII. ordentl. Generalvers. d. Ver. d. österr. Zementfabr. Wien 1911. 54 p. 1 Taf.)

Koenigsberger, J.: Transformations and chemical reactions in their application to temperature measurements of geological occurrences. (Econ. Geol. 1912. 7. 676—707.)

Doelter, C. und E. Dittler: Über einige Mineralsynthesen. (Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. 1912. 121. 18 p.)

Smits, A. und K. Endell: Über das System  $SiO_2$ . (Zeitschr. f. anorgan. Chemie. 1913. 80. 176—184. 2 Fig.)

---

### Bautechnische Untersuchungen.

- Parks, W. A.: Report on the building and ornamental stones of Canada. (Dep. of Mines. No. 100. 1912. 376 p. 77 Taf.)
- Hirschwald, J.: Untersuchungen über die Verwitterung des Baugesteins an der Bremer Baumwollbörse. (Bautechn. Gesteinsunters. 1912. 3. 16—29. 23 Fig.)
- Die Entwicklung der Baugesteinsprüfung an der ehemaligen Versuchsanstalt und dem gegenwärtigen Prüfungsamt zu Berlin. (Bautechn. Gesteinsunters. 1912. 3. 30—45.)
- 

### Europa.

#### a) Skandinavien. Island. Faröer.

- Tschirwinsky, P.: Zur Frage der quantitativen mineralogischen und chemischen Zusammensetzung der schwedischen Granite. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 891—903.)
- 

#### c) Deutsches Reich.

- Soellner, J.: Über den geologischen Aufbau des Limberges bei Sasbach am Kaiserstuhl und über das Auftreten tertiärer Sedimente daselbst. (Mitt. Bad. geol. Landesanst. 7. (1.) 311—358. 10 Abbild. Taf. IX. Heidelberg 1912.)
- Gachot, H.: Die vulkanischen Trümmergesteine von Schackau in der Rhön. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1912. 33. II. 1—40. 2 Taf.)
- Naumann, E.: Über einige vulkanische Erscheinungen im Werratal. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1912. 1. (3.) 1 Textfig.)
- Killig, F.: Das Korund- und Paragonitvorkommen am Ochsenkopf bei Schwarzenberg in Sachsen. Inaug.-Diss. Greifswald 1912. 65 p. (Aus: Mitt. naturw. Ver. Greifswald. 1912.)
- 

#### h) Italien. Sizilien, Sardinien.

- Manasse, E.: Ricerche petrografiche e mineralogiche Sul Monte Arco (Isola d'Elba). (Atti. della Soc. Tosc. di Sc. Nat. 1912. 28. 83 p. 2 Taf.)
- Aloisi, P.: Rocce dioritiche del Monte Capaune (Elba). (Atti. della Soc. Tosc. di Sc. Nat. 1912. 28. 11 p.)
- D'Achiardi, G.: Minerali dei marmi di Carrara. (Atti della Soc. Tosc. di Sc. Nat. 1912. 20. 4 p.)
-

## i) Schweiz. Alpen.

- Niggli, P.: Geologie der sedimentären Zone Tavetsch—Nadèls. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. 36. 1912. 1—16. 2 Fig. 1 Taf.)  
 — Die Chloritschiefer des nordöstlichen Gotthardmassives. Diss. Zürich. (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Lief. 36. 1912. 17—96. 2 Taf. 75 Fig.)

## k) Österreich-Ungarn.

- Trener, G. B.: Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Das post-rhätische Alter der Tonalitzwillingsmasse. (Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 98—102.)

## Asien. Malaiischer Archipel.

- Wichmann, A.: On rhyolithe of the Pelapis-islands. (Kon. Ac. van Wetensch. te Amsterdam. 1912. 347—351.)

## Afrika. Madagaskar.

- Finckh, L.: Die jungvulkanischen Gesteine des Kridusee-Gebietes. (Wiss. Ergebn. d. deutsch. Zentralafrika-Exped. 1907—1908. 1912. 1. 1—44. 2 Taf.)  
 Lacroix, A.: L'origine du quartz transparent de Madagascar. (Compt. rend. 1912. 155. 491—497.)  
 — Les pegmatites gemmifères de Madagascar. (Compt. rend. 1912. 155. 441—448.)  
 — Sur l'existence de roches à néphéline dans les schistes cristallins de Madagascar. (Compt. rend. 1912. 155. 1123—1128.)  
 — Note préliminaire sur quelques minéraux de Madagascar dont plusieurs peuvent être utilisés comme gemmes. (Compt. rend. 1912. 155. 672—679.)  
 — Un voyage au pays des Béryls (Madagascar). (La Géographie. 1912. 26. 285—296.)  
 — Sur la constitution minéralogique des volcans de l'île de la Réunion. (Compt. rend. 1912. 155. 538—544.)

## Zentral-Amerika. Süd-Amerika. West-Indien.

- Quensel, P. D.: On the igneous rocks of the Patagonian Cordillera. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 905—907.)

**Arktisches, Atlantisches, Pazifisches und Antarktisches Gebiet.**

- Anderson, T.: The Volcano of Matavanu Savaii (German Samoa). (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 909—910.)
- Nordenskjöld, O.: Die geologischen Beziehungen zwischen Südamerika und der angrenzenden Antarktika. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 759—765.)
- Priestley, R. E. and T. W. E. David: Geological notes of the British Antarctic Expedition. 1907—1909. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 767—811. 13 Fig.)
- Gourdon, E.: Note sur les régions explorées dans l'Antarctique par les deux missions Charcot. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 813—816.)
- Reinisch, R.: Die von der Deutschen Südpolarexpedition (1901—1903) gesammelten Gesteinsproben. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. 861—864.)
- Deutsche Südpolarexpedition 1901—1903. Im Auftrag des Reichsamtes des Innern herausgegeben von E. v. DRYGALSKI.

**Bd. II: Geographie und Geologie.**

- Heft 1: v. DRYGALSKI, E., Der Gaußberg, seine Kartierung und seine Formen. Taf. I, 8 Abb. — PHILIPPI, E., Geologische Beschreibung des Gaußberges. Taf. II—VII, 2 Abb. — REINISCH, R., Petrographische Beschreibung der Gaußberg-Gesteine. Taf. VIII, 9 Abb.
- Heft 2: WERTH, E., Aufbau und Gestaltung von Kerguelen. Taf. IX—XIV, 33 Abb. — PHILIPPI, E., Geologische Beobachtungen auf Kerguelen. Taf. XV—XXII, 2 Abb. — REINISCH, R., Petrographische Beschreibung der Kerguelen-Gesteine. 6 Abb.
- Heft 3: v. DRYGALSKI, E., Petrographie von Heard-Eiland. Taf. XXIII, 3 Abb. — PHILIPPI, E., Geologie der Heard-Insel. — REINISCH, R., Gesteine der Heard-Insel. 8 Abb. — VANHÖFFEN, E., Tiere und Pflanzen der Heard-Insel. — MEINARDUS, W., Skizze des Klimas der Heard-Insel. 2 Abb.
- Heft 4: v. DRYGALSKI, E., Geographie der Crozet-Inseln. Taf. XXIV, 1 Abb. — PHILIPPI, E., Geologische Beobachtungen auf der Possession-Insel. Taf. XXV, XXVI. — REINISCH, R., Gesteine von der Possession-Insel. Taf. XXVII. — VANHÖFFEN, E., Die Tiere und Pflanzen von Possession-Eiland (Crozet-Gruppe).
- Heft 5: v. DRYGALSKI, E., Geographie von St. Paul und Neu-Amsterdam. 3 Abb. — PHILIPPI, E., Geologie der Inseln St. Paul und Neu-Amsterdam im Indischen Ozean. Taf. XXVIII—XXX, 2 Abb. — REINISCH, R., Gesteine von St. Paul und Neu-Amsterdam. 3 Abb. — VANHÖFFEN, E., Tiere und Pflanzen von St. Paul und Neu-Amsterdam.
- Heft 6: PHILIPPI, E., Die Grundproben der Deutschen Südpolar-Expedition. Taf. XXXI—XXXIII.

Heft 7: (Schlußheft): PHILIPPI, E. (Nachlaß). Die Schuttführung der Eisberge und des Inlandeises. 6 Abb. — REINISCH, R., Erratische Gesteine (besonders aus Eisbergen). — REINISCH, R., Gesteine der Atlantischen Inseln St. Helena, Ascension, São Vicente (Kapverden) und São Miguel (Azoren). Taf. XXXIV—XXXV, 2 Abb.

---

## Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

### Allgemeines.

**R. Beck:** Die Bedeutung der Mikroskopie für die Lagerstättenlehre. Freiberg i. S. 1911. 16 p.

Aus der mikroskopischen Untersuchung der Eruptivgesteine entwickelte sich erst relativ spät die mikroskopische Erforschung anderer Gesteinsarten. Verf. hat, wie bekannt, bei der mikroskopischen Lagerstättenforschung bahnbrechend gewirkt. Er gibt in dieser Rektoratsrede einen Überblick über die damit erzielten Resultate.

Bei den magmatischen Ausscheidungen und den kontaktmetamorphen Lagerstätten ist die Dünnschliffuntersuchung eigentlich selbstverständlich. Zur Unterscheidung der einzelnen Erze voneinander dient das Anätzen polierter Schlißflächen und deren Betrachtung mit dem Vertikalilluminator, sowie neuerdings die Anlauffarben. Auf diese Weise wurden z. B. richtig erkannt die Muttergesteine des Platins, Osmiridiums, Chromeisenerzes, Goldes (Madagaskar), vieler oxydischen (Lappland) und sulfidischen (Sudbury) Eisenerze. Eines der wichtigsten Resultate, die dem Mikroskop in der Lagerstättenlehre zu verdanken sind, ist der Nachweis, daß manche Erze nur als z. T. später infiltrierte Einschlüsse in anderen enthalten sind, so Gold in Pyrit. Diese Erscheinung leitet über zu den gangförmigen und den stock- und flözförmigen epigenetischen Lagerstätten. Hier läßt das Mikroskop die Verdrängungs- und Umwandlungsvorgänge erkennen (Witwatersrand). Ganz vorzügliche Dienste leistet weiter das Mikroskop zur Erkennung der Zementationszone, beim Aufspüren älterer, im Laufe der Zeit vergessener Bergbauobjekte und beim Verdacht auf betrügerische Manipulationen zum „Salzen“ der Lagerstätten.

Auch nichtmetallische Lagerstätten sind mikroskopisch zu untersuchen, es sei an den „blue ground“ erinnert, an die Kohlegesteine und an den jüngsten Zweig der mikroskopischen Untersuchung, an die Salzpetrographie.

Anderen Gebieten der praktischen Geologie gehören die Untersuchung von Bausteinen, von Mörtel und von Metallen an.

Aus all dem wird die Forderung formuliert, daß der Gesteinsmikroskopie im Lehrplan der technischen Hochschulen und besonders der Bergakademien der gebührende Platz eingeräumt werden soll. **H. Schneiderhöhn.**

---

**A. D. Brokaw:** The solution of gold in the surface alterations of ore bodies. (Journ. of Geol. **18**. 321—326. 1910.)

Die natürliche Herauslösung des Goldes aus seinem Muttergestein ist praktisch auf die Oxydationszone des ausstreichenden Erzkörpers beschränkt. Die Auflösungsexperimente im chemischen Laboratorium, die Verf. unter Nachahmung der natürlichen, in Erzkörpern vorkommenden Lösungen anstellte, zeigten folgende Gemische als verhältnismäßig stark einwirkend:

1.  $\text{H Cl} + \text{Mn O}_2$ ,
2.  $\text{Fe Cl}_3 + \text{H Cl} + \text{Mn O}_2$ ,
3.  $\text{Fe}_2 (\text{S O}_4)_3 + \text{H}_2 \text{S O}_4$ ,

Gemische, auf deren Vorhandensein auch der natürliche Auflösungsvorgang beruhen dürfte.

**Wetzel.**

---

Hise, Ch. R. van: The influence of Applied Geology and the Mining Industry upon the Economic Development of the World. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 259—261.)

Freudenberg, R.: Die Industriemineralien. Halle 1912. 148 p.

Lindgren, W.: The nature of replacement. (Econ. Geol. 1912. **7**. 521—535.)

---

### Diamanten.

Demuth, J.: Der Diamantenmarkt, mit besonderer Berücksichtigung der deutsch-südwestafrikanischen Ausbeute. (Volkswirtschaftl. Abh. d. Bad. Hochsch. N. F. Heft 13. Karlsruhe 1912.)

---

### Kupfererze.

**R. H. Sales:** Superficial Alterations of the Butte Veins. (Econ. Geol. **5**. 1910. 15—21.)

Der Ausstrich der Kupfererzgänge von Butte in Montana kann nur an wenigen Stellen beobachtet werden. An diesen wenigen Stellen sind die Kupfererzgänge stets frei von Kupfer, ebenso auch in der darunter folgenden Oxydationszone, wo weder Oxyde noch Carbonate oder Silikate von Kupfer vorkommen. Der Silbergehalt schwankt in der Oxydationszone von einer Spur bis zu 30 Unzen. Breitere Gänge, wie Anaconda, Colusa, Pennsylvania I. und Syndicate wurden hier sogar früher auf Silber abgebaut. Der Goldgehalt in der Oxydations- und Sulfidzone ist ziemlich derselbe, durchschnittlich 2 Mark pro Tonne. Der Silbergehalt der Sulfidzone ist geringer als der der Oxydationszone.

Nach dem physikalischen und mineralogischen Charakter ihres Ausstriches lassen sich die Gänge von Butte in drei Gruppen teilen:

1. Kupfererzgänge; 2. Verwerfungsgänge, welche Kupfer- und Silbererze führen; 3. Silbererzgänge.

Die Verwerfungsgänge sind vor allem charakteristisch durch die Gegenwart von Gangletten und zerriebenem Granit.

Der Ausstrich der typischen Butte-Kupfererzgänge besteht aus zersetztem Granit, Quarz und Eisenoxyden, vor allem Limonit. Die Verwerfungsgänge zeigen im Ausstrich einen eisenschüssigen, zersetzten Granit und gelblichweißen oder violetten Ton. Die Mangansilbererzgänge erheben sich im Gegensatz zu den anderen Gängen reliefartig über den Boden und bestehen im Ausstrich aus Quarz, Eisenoxyd, Manganverbindungen und Calcit.

Die Oxydationszone reicht in Butte stellenweise bis 120 m tief. Die Grenze zwischen Oxydationszone und Sulfidzone ist sehr scharf und ohne Übergänge.

O. Stutzer.

---

**M. Lazarevic:** Ein Beispiel der „Zeolith-Kupfer-Formation“ im Andesitmassiv Ostserbiens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **18**. 1910. 81—82.)

Die Stufen stammen aus der Umgebung des Dorfes Metovnica, 15 km nordwestlich von der Stadt Zajčar. Das Gestein nähert sich der Gruppe der Dacite. Die Bildung des Kupfers durch Reduktion aus Sulfatlösung erscheint im vorliegenden Falle naheliegend. Die Sukzession ist: 1. Kupfer, 2. Chabasit, 3. Apophyllit, 4. Calcit primär und 5. Kuprit, 6. Chrysokoll, 7. Malachit sekundär. An eine technische Gewinnung des Kupfers ist nicht zu denken. Das Vorkommen von Zeolithen im Andesitmassiv Ostserbiens ist ein sehr häufiges.

A. Sachs.

---

### Eisen- und Manganerze.

Inouye, Kinosuke: On some Iron Ores in China. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 265—276. 1 Karte.)

— The Iron Ores of Southern Manchuria. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 277—287. 1 Karte.)

Sjögren, Hj.: Principal results of the inquiry on „The Iron Ore Resources of the World. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 297—301.)

Yarza, R. A. de: Note supplémentaire sur les gisements de fer de l'Espagne. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 303—306.)

Launay, L. de: Les réserves mondiales en minerais de fer. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 307—314.)

Kemp, J. E.: The future of the iron industry, especially in North America. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 321—328.)

Richards, J. W.: Plea for an Inventory of the Coal Supplies of the World. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. I. 329—330.)

Leith, C. K.: The use of geology in iron ore exploration. (Econ. Geol. 1912. **7**. 662—675.)

Wedding, H.: Das Eisenhüttenwesen. (Aus Natur und Geisteswelt. **20**. 4. vollst. neu bearb. Aufl. von F. W. WEDDING. 108 p. 24 Abb. Leipzig 1912.

### Blei- und Zinkerze.

**E. Rimann:** Magmatische Ausscheidung von Zinkblende in Granit. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 123—124.)

Es handelt sich um ein Vorkommen im Riesengebirgsgranit bei Schmiedeburg, das Verf. beschreibt. **A. Sachs.**

---

**L. Waagen:** Die Zink- und Bleierzlagerstätten des Berges Izremec bei Lakatnik (Bulgarien). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 131—138.)

Es handelt sich hier um eine metasomatische Bildung, die auf aufsteigende Lösungen zurückzuführen ist. Im allgemeinen ist es eine Eigentümlichkeit solcher Lagerstätten, daß sie in keiner nachweisbaren Beziehung zu eruptiven Vorgängen stehen, und so ist es um so interessanter, daß am Izremec der nahegelegene Granitstock als wahrscheinliche, wenn auch entferntere Ursache der Ablagerung auftritt. **A. Sachs.**

---

**Zeleny, V.:** Das Unterdevon im Benzberger Erzdistrikt und seine Beziehungen zu den Blei-Zinkerzgängen. (Arch. f. Lagerstättenforschung. Heft 7. 1912. 4 Taf. 8 Fig.)

---

### Salzlager.

**E. Zimmermann:** Steinsalz mit Wellenfurchen und isolierte Kristalle der anhydritischen Pseudomorphose aus dem Pegmatitanhydrit. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1908. 60. Monatsber. 70—71.)

Im Zechsteinsalze einer Tiefbohrung bei Schlitz in Hessen wurden Wellenfurchen beobachtet, die papierdünne Anhydritlagen tragen. Die über dem Salze stehende Wasserschicht kann nach Verf. nur von geringer Mächtigkeit gewesen sein, sonst hätten sich keine oder wenigstens nicht so kleine Wellenfurchen bilden können. Das Salz muß als lockerer Salzsand sich ausgeschieden haben und kann nicht als festes Ganze bodenwüchsiger Kristalle entstanden sein. Die in diesem „Sande“ gebildeten Wellenfurchen wurden durch die dünnen Anhydrithäutchen festgelegt.

Während der Pegmatitanhydrit (vergl. dies. Jahrb. 1909. I. - 424 -) im allgemeinen über dem roten Salzton des jüngeren Zechsteinsalzes liegt, wurde solcher in geringer Mächtigkeit auch unter diesem Salzton, und zwar im Moltkeschachte zu Schönebeck a. E. aufgefunden. **Stille.**

---

**Buschmann, O. Frhr. v.:** Das Salz, dessen Vorkommen und Verwertung in sämtlichen Staaten der Erde. Leipzig 1912. 2 Bde.

**Naumann, M.:** Die Entstehung des konglomeratischen Carnallitgesteins und des Hartsalzes sowie die einheitliche Bildung der deutschen Zechsteinlager ohne Deszendenzperioden. („Kali“. 1913. 7. 87—92. 4 Taf.)

- Mügge, O.: Über die Minerale im Rückstand des roten Carnallits von Staßfurt und des schwarzen Carnallits von der Hildesia. („Kali“. 1913. 3 p. 10 Fig.)
- Wilke-Dörfurt, E.: Über das Vorkommen des Rubidiums in den Kalisalz-lagerstätten. („Kali“. 1912. 6. 245—254.)
- Rózsa, M.: Über den organischen Aufbau der Staßfurter Salzablagerungen. II. III. 1912. 4 p.
- Jameson, C. E.: The salt creek oil field Natrona County, Wyoming. Great seal of the State of Wyoming. (Bull. 4. Ser. B. 75 p. 11 Taf.)
- Gale, H. S.: Nitrate deposits. (U. S. Geol. Surv. Bull. 523. 36 p. 1 Taf. 3 Fig.)
- Summary report of the Mines Branch of the Department of Mines for the Calendar year 1911. Canada. 1912. 201 p. 15 Taf.)

### Salpeter.

R. F. A. Penrose jr.: The nitrate deposits of Chile. (Journ. of Geol. 18. 1—32. 7 Textabb. 1910.)

Verf. beschreibt die chilenischen Salpeterlager petrographisch-stratigraphisch, entstehungsgeschichtlich und wirtschaftlich auf Grund eines Besuchs, den er 1907 der Provinz Tarapacá (Nordchile) abstattete.

Die Salpeterlager Tarapacá's finden sich im relativ tief gelegenen Westrand des Plateaus der Pampa, in etwas höherem geographischem Niveau als die dortigen Salzvorkommen. Die Schichtfolge wird folgendermaßen angegeben:

- 0 bis einige Fuß „Cluca“, lockere äolische Sedimente,  
 0—40 „ „Costra“, hangende Schutttablagerung,  
 0—6 „ „Caliche“, Salpeterlager,  
 ? wenige „ „Coba“, liegende erdige Schicht, ältere Sedimente.

Das Lager ist ein Gemisch von  $\text{Na N O}_3$  mit mancherlei Gesteinstrümmern und wasserlöslichen Salzen (wesentlich Chloriden und Sulfaten). In geringer Menge kommen darin Darapskit, Nitroglauberit, Nitrocalcit, Nitrobarit, Lautarit, Dietzeit etc. vor. Von sieben aufgeführten Analysen der Caliche sei No. 4 als nitrat- und gleichzeitig jodatreich wiedergegeben:

Na-Nitrat . . . . .	61,97
K-Nitrat . . . . .	5,15
Na-Chlorid . . . . .	27,55
K-Perchlorat . . . . .	0,21
Na-Sulfat . . . . .	2,13
Mg-Sulfat . . . . .	0,15
Ca-Sulfat . . . . .	0,41
Na-Biborat . . . . .	0,43
Na-Jodat . . . . .	0,94
$\text{N H}_4$ -Salze . . . . .	Spur
Na-Chromat . . . . .	Spur
Wasserunlös. Miner. . . . .	0,39
$\text{H}_2\text{O}$ . . . . .	0,67

---

100,00

Von den Entstehungshypothesen, deren fünf angeführt werden, wird die Guanohypothese bevorzugt. [Die diesbezüglichen Ausführungen sind, wie in noch engerer Weise die stratigraphischen Angaben, nur den Vorkommen von Tarapacá angepaßt, die übrigens heute an wirtschaftlicher Bedeutung gegenüber denen der südlichen Provinzen zurücktreten. Ref.]

Wetzel.

### Kohlen. Erdöl.

**H. Skupin:** Die Entstehung der niederschlesischen Senonkohlen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 254—258.)

Nirgends ließen sich in dem ganzen Gebiete Merkmale beobachten, die für eine autochthone Entstehung wie bei den meisten älteren und jüngeren Kohlen in Anspruch genommen werden könnten, insbesondere sind nirgends in situ Wurzeln oder aufrechtstehende Stümpfe beobachtet. Dagegen spricht manches für allochthone Bildung.

A. Sachs.

**F. G. Clapp:** Some instances of flowing wells on anticline. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 770 [Ausz.] )

Zwei nicht fündige Ölbohrungen im nördlichen Appalachiangebiet haben bemerkenswerte artesische Brunnen aufgedeckt, die sich dem normalen Schema nicht fügen, da im einen Falle die wasserführende Schicht (Sandstein) nicht hoch genug an den Seiten der angebohrten Antiklinale emporsteigt, im anderen Falle die Quelle eine zu randliche Lage im Antiklinalgebiet einnimmt, um ohne weiteres den Wasseraustritt zu erklären. Die Erklärung nimmt daher ihre Zuflucht zur Annahme einer Art von Übertragung des Wasserdruckes von hangenden, porösen Schichten.

Wetzel.

**E. C. Jeffrey:** Microscopic study of certain coals in relation to the sapropelic hypothesis. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. New York 1910—1911. 788 [Ausz.] )

Die Bestandteile und deren Mischungsverhältnisse bei verschiedenen Kohlearten (Cannelkohle, Kerosinkohle, Boghead) werden an Hand von Dünnschliffen diskutiert, wobei sich Stützpunkte für die Sapropelhypothese, zu ungunsten einer allgemeineren Anwendbarkeit der Algenhypothese, finden lassen.

Wetzel.

**D. White:** Regional devolatilization of coal. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 788 [Ausz.] )

Das dynamochemische (zweite) Stadium der Kohlebildung ist gekennzeichnet durch die während desselben sich vollziehende Entgasung, deren Ur-

sache allgemein der starke, dauernde Lateraldruck tiefer, unter wachsenden Sedimentdecken begrabener Schichten sein dürfte. Die Kohle ist ein sehr empfindliches Reagenz auf solche Regionalmetamorphose. **Wetzels**.

- 
- Engler, C. und H. Höfer: Das Erdöl, seine Physik, Chemie, Geologie, Technologie und sein Wirtschaftsbetrieb. 1. 855 p. 19 Taf.
- Koert, W.: Wissenschaftliche Ergebnisse einer Erdölbohrung bei Holm in Nordhannover. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. 1912. Teil I. Heft 3.)
- Tschirwinsky, P.: Über die gangähnliche Bildung aus der Steinkohlengrube „Nadeschda“ bei der Stadt Alexandrowsk-Gruschewsky (Dongebiet). (Ann. géol. et min. d. l. Russie. 1912. 14. 166—169. 5 Fig. Russ. mit deutsch. Res.)
- Gould, C. N.: Petroleum and natural gas in Oklahoma. (Econ. Geol. 1912. 7. 719—731.)
- Petrascheck, W.: Das Kohlenvorkommen von Zillingdorf bei Wiener-Neustadt. (Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 167—170.)
- Nørregaard, E. M.: Bituminöse Skifres Anvendelse til Fremstilling af Skiferolje og Cyankalium. (Medd. Dansk geol. Foren. 4, 1. 1912. 69—74.)
- Müller, F. C.: Die diluvialen Kohlen in der Schweiz. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 289—301. 6 Fig.)
- Watts, W. W.: The coal supply of Britain. (Aniversary adress geol. Soc. London. 1912. 73—101.)

### a) Skandinavien.

- Petersson, W.: Some notes regarding Swedish mining maps and mine surveying. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1113—1126.)
- Sjögren, Hj.: The geological Age of the different Scandinavian Ore Deposits. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1151—1162.)

### c) Deutsches Reich.

**Hess von Wichdorff**: Die Antimonerzlagerstätten der Umgegend von Schleiz und Greiz im reußischen Vogtlande. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 240—249.)

Es wird gegeben:

#### A. Beschreibung der einzelnen Vorkommen:

I. Grube Heinrichsfreude am Wolfsgalgen bei Heinrichsruh.

II. Grube Halber Mond im Lärchenholz im Oberböhmisdorfer Flur bei Schleiz.

III. Spitzgrube am Buchhübel südlich von Schleiz.

IV. Die übrigen reußischen Antimonvorkommen.

V. Außerreußische Thüringer Antimonfundstellen.

#### B. Allgemeines über die reußischen Antimonlagerstätten.

**A. Sachs.**

**A. Schmidt:** Der Neubulacher und Freudenstädter Graben. Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Verteilung der Erzgänge im Deckgebirge des östlichen Schwarzwaldes. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 45—59.)

Nach einer allgemeinen Einleitung werden besprochen: I. Die Störungen der nördlichen Gegend um Neubulach, Bad Teinach und den Domaberg. II. Der Freudenstädter Graben oder der Einbruch des Glatttales. III. Der Wälder Graben. Es folgt eine Zusammenfassung der Resultate. **A. Sachs.**

**R. Bärtling:** Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Stuttgart 1911. 188 p. 19 Abb.

Verf. hat die weit zerstreute Literatur über die deutschen Schwerspatlagerstätten zusammengefaßt und mit zahlreichen eigenen Beobachtungen zu einem einheitlichen Ganzen verwoben. Den Hauptteil des Werkes bildet die geologische und wirtschaftliche Einzelbeschreibung der verschiedenen heute ausgebeuteten Vorkommen, die je nach ihrer Paragenese in verschiedene „Typen“ eingeteilt werden. Es treten neben den Lagern von Meggen und vom Rammelsberg und den metasomatischen Lagerstätten von Bleiwäsche (Westfalen) und Rösteberg (Oberharz) ausschließlich Gänge auf. — Allgemeine Bedeutung besitzen folgende Ergebnisse, die Verf. teils bei den Einzelbeschreibungen anführt, teils in eigenen Kapiteln behandelt:

Im alten Gebirge setzen Schwerspatgänge fast ausschließlich in der Nähe seiner Umrahmung durch Glieder des Perms und des Buntsandsteins auf. Verf. weist auf die Untersuchungen von P. KRUSCH über Grubenwässer im westfälischen Steinkohlenbezirk und rezente Schwerspatbildung hin (dies. Jahrb. 1906. II. -73—74-) und glaubt, aus diesen und anderen Beobachtungen den Schluß ziehen zu können, daß die Auslaugung der Gesteine des Perms und des Buntsandsteins einen erheblichen Beitrag zur Bildung des Schwerspats in Deutschland lieferte. [Der Grund dürfte darin zu suchen sein, daß viele Glieder dieser Formationen Festlandsbildungen sind, in denen oft eine Anreicherung von Salzen stattfand. Diese wurden dann in den nachfolgenden Perioden wieder ausgelaugt. Ref.] So haben auch die weitaus meisten Gänge ein jüngeres als triassisches Alter, sie dürften größtenteils in den jungmesozoischen und tertiären Dislokationsperioden entstanden sein. Immerhin beweist z. B. das jungdevonische Meggener Schwerspatlager, daß baryumhaltige Lösungen nicht nur an eine bestimmte geologische Epoche geknüpft sind.

Während sekundäre Teufenunterschiede durchweg fehlen, sind die primären Teufenunterschiede für alle Schwerspatgänge sehr charakteristisch. Fast ausnahmslos nimmt der Schwerspatgehalt nach unten erheblich ab, und reine Schwerspatgänge, die nach unten in reine Quarz- oder Flußspatgänge übergehen, sind sehr häufig. [Im Zusammenhang damit steht auch die außerordentlich häufige Verbreitung der nach Schwerspat pseudomorphen Quarzgänge, auf die Verf., dem Charakter des Buches entsprechend, weniger eingeht. Ref.]

Was schließlich die Entstehung des Schwerspats anlangt, so geht sie wohl ausnahmslos so vor sich, daß baryumchloridhaltige Wässer mit  $\text{SO}_4$ -

haltigen zusammentreffen. Die Löslichkeit des Baryts in Wasser wird bei Gegenwart von Chloriden und bei höherer Temperatur und jedenfalls auch bei höheren Drucken bedeutend vergrößert, wodurch sich auch die Abnahme des Schwerspats in größeren Tiefen erklären wird. — Im übrigen gliedert sich der Inhalt des mit vielen Kärtchen, Profilen und Grundrissen versehenen Buches folgendermaßen:

Allgemeines. Mineralogische, chemische und physikalische Eigenschaften des Baryts. Verbreitung des Schwerspats in Deutschland. — Die nutzbaren Lagerstätten des Schwerspats. Lager. Meggen. Schwerspatgänge und metasomatische Lagerstätten. Gänge. — Lauterberger Gangtypus. 1. Die Gänge von Lauterberg am Harz. Bergwirtschaftliches. 2. Schwerspatgrube Heidenschnabel bei Scharzfeld. Bergwirtschaftliches. 3. Die übrigen Südharzer Barytgänge. 4. Die Schwerspatgrube Chattenberg bei Sooden a. d. Werra. Bergwirtschaftliches. 5. Zeche Mathilde in Oberellenbach. — Nassauischer Gangtypus. 1. Die Schwerspatgrube der Gewerkschaft Michel in Hartenrod bei Herborn (Dillkreis). Bergwirtschaftliches. 2. Weizhelle und Artzkaute. 3. Die kleineren Schwerspatgänge im Bergrevier Dillenburg. — Schwarzwälder Gangtypus. 1. Das Schwerspatvorkommen der Grube Clara bei Oberwolfach. Bergwirtschaftliches. 2. Grube Fortuna in Gelbach. 3. Die Gänge der Umgegend von Oberharmersbach bei Biberachzell. — Odenwälder Typus. 1. Die Schwerspatgänge von Klein-Umstadt. Bergwirtschaftliches. 2. Odenwälder Barytwerke bei Niederkainsbach. Bergwirtschaftliches. 3. Die übrigen Vorkommen des Odenwaldes. 4. Waldaschaff und Oberbessenbach. 5. Die Gänge der Gegend von Laufach und Hain im Spessart. — Gangtypus Hallwangen. Schwerspatgrube Hallwangen der Gewerkschaft Irmgardsglück. — Richelsdorfer Typus. 1. Grube Münden bei Nentershausen. Bergwirtschaftliches. 2. Richelsdorfer Gebirge und Heinebach. — Schmalkaldener Gangtypus. Die Grube Mommel bei Hergesvogtei. Die übrigen Gänge des Thüringer Waldes. — Spessarttypus. a) Gänge im Zechstein. Grube Rosa bei Sommerkahl. b) Gänge im Buntsandstein. 1. Der Margarethenglücker Gangzug bei Partenstein. 2. Heigenbrücken. 3. Grube Rechtenbach bei Lohr. Barytwerke Spessart und Silberhof bei Brückenau. — Sonstige Schwerspatgänge. 1. Die Gänge von Dreislar bei Medebach in Westfalen. 2. Die Schwerspatgänge der Eifel. 3. Der Schwerspatgang der Zeche Julia in Herne. 4. Der Schwerspatgang von Querenburg bei Witten an der Ruhr. 5. Sonstige kleinere Schwerspatgänge. Cusel, Wolfstein, Rodenkirchen, Aue, Riesengebirge. Metasomatische Lagerstätten. 1. Die Schwerspatlagerstätte von Bleiwäsche. 2. Der Rösteburg. — Seifen. — Genesis und Alter des Schwerspats und der Schwerspatlagerstätten. — Gewinnung und Verarbeitung des Schwerspats. Gewinnung. Aufbereitung. Verunreinigungen. Bleichen des Rohbaryts. Das Mahlen des Schwerspats. Verwendung der Mahlprodukte. Herstellung von Lithopone. — Rechtliche und bergwirtschaftliche Verhältnisse. Rechtliche Verhältnisse. Preußen. Bergrechtliche Verleihungen. Pachtverträge. Braunschweig. Sachsen-Koburg-Gotha. Schwarzburg-Sondershausen. Bayern. Württemberg. Hessen. Baden. Übrige Bundesstaaten. Gesellschaftsformen. Berg-

polizeiliche Beaufsichtigung. Wirtschaftliche Verhältnisse des Schwerspatbergbaus in Deutschland. Arbeiterverhältnisse. Frachtverhältnisse. Produktionsstatistik. Baden. Bayern. Preußen. Barythandelsstatistik der Vereinigten Staaten. Schwerspatproduktion, Einfuhr und Ausfuhr der wichtigsten Länder.

**H. Schneiderhöhn.**

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands. Gruppe Preußen und benachbarte Bundesstaaten. 1 : 200 000. (Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1912.

Lief. 1. II. Auflage. Blätter: Cleve, Wesel, Münster, Erkelenz, Düsseldorf, Arnsberg, Aachen, Köln, Siegen, Malmedy, Cochem, Koblenz. Mit Begleitwort und Farbenerklärung.

Einzeltableau, enthaltend die Blätter Cleve, Wesel, Münster, Erkelenz, Düsseldorf, Arnsberg. Mit Begleitwort und Farbenerklärung.

Einzeltableau, enthaltend die Blätter Aachen, Köln, Siegen, Malmedy, Cochem, Koblenz. Mit Begleitwort und Farbenerklärung.

Lief. 5. Blätter: Wittenberg, Lübben, Guben, Glogau. Mit Begleitwort und Farbenerklärung.

Bornhardt, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. II. Teil.

---

### k) Österreich-Ungarn.

Waagen, L.: Die alten Goldbergbaue des Lungau. (Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 170—171.)

Kossmat, F.: Geologie des Idrianer Quecksilberbergbaues. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 61, 2. 1911. 339—384. 7 Fig. Taf. 26, 27.)

---

### Asien. Malaiischer Archipel.

Ferguson, H. G.: The Gold Deposits of the Philippine Islands. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1143—1150. 1 Fig.)

Smith, W. D.: The mineral resources of the Philippine islands for the year 1911. Manila 1912. 99 p. 7 Taf.)

Lazarevic, M. und E. Kittl: Die Wismutgänge von Aljin-Dol und Jasikova. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 20. 280—286. 2 Fig.)

---

### Afrika. Madagaskar.

Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete. Heft 2. RANGE: Geologie des deutschen Namalandes.

Falconer, F. D.: Nigerian Tin, its occurrence and origin. (Econ. Geol. 1912. 7. 542—546.)

---

### Nord-Amerika. Mexiko.

**Oh. L. Hønning:** Die Erzlagerstätten der Vereinigten Staaten von Nordamerika mit Einschluß von Alaska, Kuba, Portorico und den Philippinen nach Geschichte, Form, Inhalt und Entstehung. Auf Grund der Quellen dargestellt. 97 Fig. u. Karten im Text. Stuttgart (ENKE) 1911.

Das etwa 20 Bogen starke Buch beginnt mit einem kurzen Überblick über die Geschichte der Lagerstättenentdeckungen in Nordamerika, schildert dann die Organisation der U. S. Geological Survey und die berechtigten Zustände der Union und bringt zum Schluß dieser allgemeinen Einführung die Ansichten der amerikanischen Geologen über den Metamorphismus, worunter mit VAN HISE und in einem für den deutschen Leser ungewohnten Sinne „jede Veränderung in der Zusammensetzung irgendwelcher Gesteinsart“ verstanden wird. Der spezielle Teil behandelt dann die Lagerstätten der Erze einschließlich des Schwefels, des Vanadins usw. in der Reihenfolge ihrer wirtschaftlichen Bedeutung, also ähnlich wie in den „Mineral Resources“, dem bekannten statistischen Jahrbuch der Geological Survey. Dieser Abschnitt schildert, bei wichtigeren Lagerstätten mit etwas größerer Ausführlichkeit, das geologische Auftreten, gibt statistische Tabellen und enthält manche Einzelheiten aus der Geschichte der amerikanischen Bergwerksunternehmungen. Eine ausführlichere Übersicht ist den Gold-, Silber-, Blei-, Zink-, Kupfer-, Zinn- und Eisenerzvorkommnissen Alaskas gewidmet, während sich der Bericht über Kuba, Portorico und die Philippinen auf eine kaum 2 Seiten lange kurze Aufzählung beschränkt. Den Schluß bildet ein englisch-deutsches bergmännisches Glossar. Im wesentlichen stützt sich die Darstellung auf die Veröffentlichungen der amerikanischen geologischen Landesanstalt, denen auch fast alle Abbildungen entnommen sind.

Das Buch ist von einem Montangeologen geschrieben und vermag den Praktiker sehr wohl über den gegenwärtigen Stand der so vielem Wechsel unterworfenen amerikanischen Bergwerksindustrie zu unterrichten. Verf. bezeichnet es als einen verbesserungsfähigen Versuch. Einer Anregung aus seinem Vorworte folgend möchte Ref. einige Punkte nennen, hinsichtlich deren vielleicht „in einer eventuellen späteren Auflage“ — des gewiß begrüßenswerten Werkes — „Remedur geschaffen werden kann.“

Man erkennt deutlich, daß Verf. sich der Wichtigkeit einer wissenschaftlichen, von genetischen Gesichtspunkten ausgehenden Behandlung der Erzlagerstätten bewußt ist. Wenn er trotzdem eine Stoffanordnung wählt, wie sie in einem statistischen Jahrbuche verständlich, die jedoch für eine wissenschaftliche Behandlung ganz ungeeignet ist — so steht Aluminium und Mangan bei Quecksilber, Platin zwischen Nickel und Kobalt einerseits und Selen und Tellur andererseits —, so muß sich unbedingt eine den Leser ermüdende, innerlich nicht zusammenhängende Aufzählung ergeben; so fehlt, glaube ich, dem Buche manches an lebensvoller Anregung, um so mehr, als Verf. eine eigene Meinungsäußerung über die zahlreichen wissenschaftlichen Fragen, welche der Stoff bietet, für verfrüht gehalten hat. Die Darstellung hätte sich sehr

gut auf genetischer Grundlage aufbauen lassen; die systematischen Beziehungen zwischen den amerikanischen und den vielfach so ausgezeichnet untersuchten europäischen, vielen deutschen Lesern sehr wohl bekannten Lagerstätten wären dann noch klarer hervorgetreten, wenn Verf., der ja doch ein deutsches Buch schreiben wollte, auf letztere gelegentlich Bezug genommen hätte. Das wäre wohl nützlicher gewesen als das für uns zu lange Kapitel über den „Metamorphismus“, worin u. a. mit VAN HISE sehr ausführlich die doch höchst selbstverständliche Tatsache erörtert wird, daß alle Metalle auf der Erde (mit Ausnahme der Meteoriten) einmal im Magma enthalten gewesen sein müssen.

Wie Verf. selbst befürchtet, ist seine Entwöhnung vom Gebrauch der deutschen Sprache in seinem Buche nicht ganz unverkennbar geblieben und erschwert mitunter merklich die Klarheit der Darstellung. Die genetischen Erörterungen p. 49 sind unklar, ebenso p. 70 die Umlagerung der drei diskordanten, etwa 1400 m mächtigen Sedimentärschichten durch sukzessive Ringe von drei Lakkolithen. p. 35 wird vom Schwefeldioxyd gesagt, es sei eine Mischung von Luft und tellurischen Gasen; ebensowenig gibt p. 37 die Bemerkung über das Verhältnis des Pyrits zu Magnetit und Silikaten einen Sinn, oder wenn es p. 46 heißt: „In die älteren Schichten sind solche jüngeren Schichten imprägniert.“ p. 121 ist die Rede von metasomatischem Granit, p. 203 von der Oxydation von Dolomit; die Ausführungen p. 208—209 über die Entstehung der Erze von Franklin Furnace habe ich trotz öfteren Durchstudierens nicht verstehen können. Offenbar hat es dem Autor bei der sprachlichen Redaktion des Manuskriptes an zuverlässiger Hilfe gefehlt.

Der Darstellung zahlreicher wichtiger Minerengebiete hat Verf. eine topographisch-geologische Schilderung beigegeben, die soweit über die Tektonik und über das Alter der Lagerstätten orientiert, wie das ohne Beigabe kartographischen Materiales möglich ist. Wünschenswert wäre wohl die Einschaltung eines kurzen Abrisses der Geologie der Vereinigten Staaten, die doch bei den meisten Lesern, für die das Buch berechnet ist, nur in ganz allgemeinen Zügen als bekannt vorausgesetzt werden darf. Die schöne Ausstattung des Buches wäre dann vielleicht um eine kleine geologische Übersichtskarte zu vermehren.

**Bergeat.**

- 
- Summary report of the Geological Survey Branch of the Department of Mines for the calendar year 1911. Canada 1912. 412 p. 9 Fig.
- Biennial report of the State geologist. (Missouri Bureau of Geology and Mines. 1912. 68 p. 6 Taf.)
- Grane, G. W.: The iron ores of Missouri. (Missouri Bureau of Geology and Mines. 1912. 10. 434. 48 Taf.)
- Miller, B. L.: The geology of the graphite deposits of Pennsylvania. (Econ. Geol. 1912. 7. 762—777.)
- Weed, W. H.: Geology and ore deposits of the Butte District, Montana. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 74. 1912. 262 p. 109 Fig. 41 Taf.)
- Boutwell, J. M.: Geology and ore deposits of the Park City District, Utah. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 77. 1912. 231 p. 54 Taf.)

- Paige, S.: The geologic and structural relations at Santa Rita (Chino), New Mexico. (Econ. Geol. 1912. 7. 547—559.)
- Singewald, J. T. jr.: The iron ore deposits of the Cebolla district, Gunnison County, Colorado. (Econ. Geol. 1912. 7. 560—573.)
- Blatschley, R. S.: The structural relations of the oil fields of Crawford and Lawrence Counties, Illinois. (Econ. Geol. 1912. 7. 574—582.)
- Moffit, F. H.: Headwater regions of Gulkana and Susitna rivers, Alaska. (U. S. Geol. Surv. Bull. 498. 1912. 82 p. 10 Taf. 9 Fig.)
- Hill, J. M.: The mining districts of the Western United States. With a geologic introduction by W. LINDGREN. (U. S. geol. Surv. Bull. 507. 1912. 309 p. 16 Taf. 1 Fig.)
- Le Roy, O. E.: The geology and ore deposits of Phoenix, Boundary District, British Columbia. (Canada. Dep. of Mines. Mem. No. 21. 1912. 110 p. 9 Taf. 18 Fig.)
- Singewald, J. T.: Report on the iron ores of Maryland. (Maryland geol. Surv. 9. 1911. 121—328.)
- Villafaña, A.: Études des infiltrations d'eau dans les mines de la region NW. de Zacatecas. (Mem. y Rev. Soc. Cient. „Antonio Alzate“. Mexico. 32. 1912. 21—26. Taf. 1.)

---

### Zentral-Amerika. Süd-Amerika.

- Keidel, H.: Die neueren Ergebnisse der staatlichen geologischen Untersuchungen in Argentinien. (Compt. rend. du XI. Congr. Géol. Int. Stockholm 1910. II. 1127—1141.)
- Walther, R.: Zur Geologie der Gegend von Seibal und ihrer Kupfererzlagstätte im Staate Rio Grande do Sul. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 404—414. 2 Fig.)

---

## Topographische Geologie.

### Deutschland.

**A. Schmidt und K. Mack:** Das süddeutsche Erdbeben vom 16. November 1911. (Württ. Jahrb. füt Statistik und Landeskunde. 1912.)

Im ersten Abschnitt „Die Vorgeschichte“ wird kurz über die früher in Württemberg beobachteten Erdbeben berichtet. Als deren Ursache wird ein Bestreben zur Hebung der Alb angenommen, welches durch die säkulare Abtragung stets erneuert oder gesteigert sich in Erdbeben auslösen soll.

Im zweiten „Stärke und Verbreitung des Erdbebens“ ist die Stärke für Stuttgart auf 5—6 der ROSSI-FOREL'schen Skala, für Ebingen und Konstanz  $7\frac{1}{2}$  gesetzt. Daß das Bodenseegebiet sich seit der Pfahlbauzeit allmählich senkt, ist bekannt. Vielleicht müssen die ruckweisen Vertiefungen den durch den Rhein herbeigeführten Massen von Geröllen, Sand und Schlamm Platz schaffen.

Dagegen werden Teile der Alb durch die Zuflüsse des Neckars und der Donau fortwährend abgetragen und daraus soll eine bald in kleineren, bald in größeren Akten sich auslösende Tendenz der Hebung hervorgehen.

Aber nicht nur eine Zweiteilung zeigt das stärkst erschütterte Gebiet, sondern eine Vielteilung, die mit der verschiedenen Bodenbildung (fügen wir hinzu mit der Spaltenbildung) zusammenhängt. In Stuttgart ist die Stärke in den verschiedenen Lagen sehr verschieden, auf der Feuerbacher Heide nur 4, in Feuerbach, bei 3 Kaminstürzen, 7. Für jedes Oberamt wurde der Stärkegrad für eine beschränkte Zahl von Gemeinden ermittelt und ein Durchschnitt gezogen. In einem Übersichtskärtchen sind diejenigen Oberämter mit einem Kreuz bezeichnet, in denen mindestens ein Ort mit Stärke 7 vorkommt. Zu der überraschend großen Zahl von 21 Kreuzen kommt noch hinzu, daß Sigmaringen, Werenwag und Beuron mit 7, Vilsingen (ebenfalls in Hohenzollern) sogar mit  $7\frac{1}{2}$  zu bezeichnen sind.

Der Grad 3, die niederste Stufe körperlicher Wahrnehmbarkeit, reicht gegen Ost bis Wien, gegen Süd bis Mailand, Südwest Genf, gegen West Belfort, Nordost Aachen, Nord Magdeburg, sogar Berlin, gegen Nordost Prag und Karlsbad. Die äußerste Entfernung eines empfindlichen Seismometers, das noch den Stärkegrad 1 verzeichnete, ist Pulkowa bei St. Petersburg,  $3\frac{1}{2}$ mal so weit entfernt als Wien.

„Die mechanischen Wirkungen des Erdbebens“ sind in vortrefflichen Abbildungen wiedergegeben. Die drei ersten beziehen sich auf die Zerstörungen an der Wurmlinger Kapelle. Weiter kommt eine verdrehte Turmspitze von der Burg Hohenzollern, die Registrierung des Erdbebens durch ein in Belgien aufgestelltes Seismometer, Spalten der Abrutschung des Geländes (Braunjura  $\zeta$  und Weißjura  $\alpha$ ) zwischen Margrethausen und Lautlingen, ein verdrehtes Grabsteinkreuz von Ebingen.

Besonders merkwürdig ist die Tatsache, daß die in dem Erzbergwerk Wasseralfingen beschäftigten Bergleute, 3 km vom Stolleneingang und 50 m unter Tag, nicht das geringste von einer Erschütterung oder auch nur von einem Geräusch wahrgenommen haben. Die Ausschläge der Bewegung müssen also im Innern der Erde winzig klein gewesen sein. An der Oberfläche hat der Bodenausschlag ungefähr 2 mm betragen. Er ist indes kein Maßstab der Erdbebenstärke. Das große Turkestanbeben vom 3.—4. Januar 1911 erzeugte in Aachen 4 mm Bodenbewegung auf 5600 km Entfernung; das Erdbeben vom 16. November 1911 auf 356 km nur 0,2 mm. Und doch wurde das Beben mit dem 20fachen Ausschlag in Aachen von keinem Menschen und von keiner Hängelampe empfunden, da die Ausschläge langsam erfolgten, wohl aber unser Beben.

Viel Kopfzerbrechen bereitet den Gelehrten die häufig beobachtete Drehung von Gegenständen auf ihrer Unterlage. Verf. ist geneigt, mit einem Beobachter eine Bodenbewegung anzunehmen, bei der jeder Punkt, wie bei der Bewegung eines Siebes, einen Kreis beschreibt.

Lage und Tiefe des Erdbebenherdes werden aus 35 Seismometerbeobachtungen zu ermitteln versucht. Es kann sich nicht um einen Herd der Entladung von am selben Ort aufgespeichert gewesener Energie, sondern nur um

einen Punkt des Beginns der Vorgänge, des ersten Ereignisses handeln, das die übrigen Ereignisse zur Auslösung brachte. Die Erdbebenwarten von Zürich und Straßburg haben gleiche Zeiten. Bei Voraussetzung gleicher Ausbreitungsgeschwindigkeit der Stoßwelle nach allen Richtungen muß das Epizentrum gleiche Entfernung von Zürich und Straßburg haben, also auf dem Mittellote der Verbindungsstrecke beider Orte liegen. Durch Konstruktion mehrerer Mittellote wird das Epizentrum als ein Punkt bestimmt, der ungefähr in der Mitte zwischen Ebingen und Trochtelfingen liegt. Eine Kurve (Hodograph, mit Kilometern als Abszissen und Sekunden als Ordinaten) gestattete, die guten Zeitbestimmungen von den ungenauen zu unterscheiden. Ein Wendepunkt des Hodographen scheidet ein inneres Erdbebengebiet mit abnehmender von einem äußeren mit zunehmender Geschwindigkeit. Der Radius des inneren Gebietes ist 460 km (Triest mit 7,1 km kleinster Geschwindigkeit). Auf Grund seiner Theorie berechnet A. SCHMIDT für die Tiefe des Erdbebenherdes 136 km.

„Veränderungen an Quellen“ zeigen a) Wasserzunahmen, b) Wasserabnahmen, c) beides, Zu- und Abnahme, d) Trübung. Wenn die Quellen aus geringen Tiefen kommen, können diese Veränderungen den Erschütterungen des Bodens zugeschrieben werden; dabei sind die neuen Zustände vorübergehend oder definitiv. Bei den aus tieferen Schichten stammenden Quellen, wo die Ausschläge der Bodenbewegung sehr klein sind (besonders auch bei kohlen-säurehaltigen Quellen), wird man an die Wirkung vulkanischer Kräfte und an das Auftreten von juvenilem Wasser denken, wenn die Ergiebigkeit stark zunimmt. Nach MOLDENHAUER soll dem Erdbeben ein gesteigerter Druck auf die innere Fläche der Erdrinde vorangehen, der durch Zusammenpressen der Schichten ein heftiges Sprudeln des Quellwassers veranlasse. Vor dem Stoß scheinen indessen keine Veränderungen an den Quellen von den Bericht-erstattern bemerkt worden zu sein.

Von „besonderen Begleiterscheinungen“ sind die akustischen Zeugnisse sehr kurzweiliger Bodenschwingungen, welche sich der Luft mitteilen und durch diese zum Ohr gelangen. Überraschend sind die Berichte von höheren Tönen, die, sofern es sich nicht um Klirren von Gläsern und Scheiben handelt, nicht aus den Häusern stammen können. Ebenso verhalten sich tiefe Geräusche, Knall und Donner. Die Verschiedenheit der Wahrnehmungen an benachbarten Orten rührt daher, daß die Geräusch erzeugenden Wellen sich bei der verschiedenen Beschaffenheit der Erdoberfläche nicht gleich leicht bilden.

Von Geruchswahrnehmungen liegen Berichte vor über „Stickluft“, „Pulvergeschmack“, Schwefelwasserstoff. Weiter folgen Beobachtungen über Hunde, Katzen, Kühe, Vögel, die vor dem Beben unruhig geworden sind.

Zu den optischen Täuschungen wird die in Ebingen gemachte Wahrnehmung gerechnet, daß die Häuser sich bis zu 30° Abweichung von der Vertikalen geneigt haben sollen. Solche Neigungen können nicht reell sein, die Häuser wären eingestürzt.

„Die Lichterscheinungen“ sind von K. MACK bearbeitet. Die 3 Hauptgruppen der seismischen Lichterscheinungen, an deren Wirklichkeit nicht mehr gezweifelt werden darf, sind I. Flammen aus dem Erdboden, II. Feuerstrahlen, welche aus dem Boden aufschießen und Feuerkugeln bilden, III. blitz-

artiges Aufleuchten der Atmosphäre im Moment der Erschütterung oder kurz nachher. Für jede dieser Gruppen werden zunächst einige Beispiele aus älteren Erdbebenberichten angeführt. Dann folgen 43 interessante Berichte von Augenzeugen aus Ebingen und Umgebung; besonders bemerkenswert ist die Skizze einer Feuerkugel auf schwach gekrümmtem und etwas geneigtem Stiel.

Bei Gruppe I denkt Verf. an die Möglichkeit, daß man es mit brennbaren Gasen zu tun hat, die durch das Erdbeben aus dem Boden ausgepreßt wurden und durch Reibungselektrizität zur Entzündung kamen. Brennbare Kohlenwasserstoffe und Schwefelwasserstoff könnten aus den bituminösen Posidonien-schiefern des Lias stammen. Bei der zweiten Gruppe ist die Ähnlichkeit mit Kugelblitzen auffallend. Auch bei Erhellung der Atmosphäre (III) handelt es sich wahrscheinlich um elektrische Erscheinungen. Aber man kann sich nicht vorstellen, wie bei einem Erdbeben elektrische Erscheinungen bis in die höheren Schichten der Luft hinauf zustande kommen sollen.

F. Haag.

**Axel Schmidt:** Drei Tiefbohrungen auf Steinkohle am oberen Neckar. Nach amtlichem Aktenmaterial zusammengestellt. (Württ. Jahrb. f. Statistik u. Landeskunde. Jahrg. 1912.)

1. Die Bohrung bei Dettingen (Hohenzollern) 1854—1882. Hier liegt die Buntsandstein-Muschelkalkgrenze 12 m über dem Neckar. Darum war Dettingen von QUENSTEDT empfohlen worden, weil hier nicht erst überflüssig im Muschelkalk gebohrt werden mußte. Das Bohrloch ist nur bis 550 m Tiefe im Rotliegenden niedergebracht, wo eine Temperaturzunahme von 1° C schon auf 18,5 m beobachtet worden ist.

2. Die Bohrung bei Oberndorf 1865—1875. Die Grenze des Muschelkalks gegen den Buntsandstein liegt hier etwa 5 m unter dem Neckarspiegel. Als der Bohrer 488 m Tiefe erreicht hatte, blieb er infolge Gesteinbruchs im Rotliegenden stecken und die Bohrung mußte aufgegeben werden.

3. Die Bohrung von Sulz am Neckar 1888—1890 erreichte in 77 m Tiefe die Muschelkalk-Buntsandsteingrenze, bei 236 m die Grenze gegen das Rotliegende. Die letzten Bohrkerne aus 900 m Tiefe bestanden aus kristallinem Gebirge. Die geothermische Tiefenstufe wurde auf 24 m bestimmt.

Durch diese Bohrungen ist festgestellt, daß die von Eck angenommene, vom Ostrande des Triberger Granitmassivs gegen NO. verlaufende Mulde tatsächlich vorhanden ist. Aus den Mächtigkeitswerten der einzelnen Schichten geht hervor, daß sich die Mulde gegen NO. immer mehr vertieft. Das Aufgeben der Dettinger Bohrung ist daher besonders zu bedauern.

F. Haag.

**M. Roza:** Über den organischen Aufbau der Staßfurter Salzablagerungen. II. III. Als Manuskript gedruckt. Staßfurt 1912. 4 p.

Verf. hat im ganzen 15 Leitschichten im Staßfurter Mutterlager und in dem diesem eingelagerten Steinsalzmittel verfolgt, wobei jeweils eine Carnallit-schicht und eine Hartsalzschiefer parallelisiert werden. Weil die Bankung in

der ursprünglichen Kieserit-Carnallitregion und in den „deszendenten“ Lager. identisch ist, müssen die letzteren als sekundär umgewandelte Schichten der örtlich kaimitisierten Mutterlagen betrachtet werden. **R. Lachmann.**

Stolley, E.: Nochmals Quartär und Tertiär von Sylt. (Dies. Jahrb. 1912. I. 157—183. Mit 2 Taf.)

Gehne, Hans: Geomorphologische Karte der Umgebung von Thale, nach einer neuen Methode auf Grund eigener Begehungen dargestellt. (Mitteilungen des Sächsisch-thüringischen Vereins für Erdkunde zu Halle a. S. 1912. 1—8. Mit Karte Taf. 1.)

Jentzsch, Alfred: Beiträge zur Seenkunde. Teil II. (Abhandl. d. Kgl. preuß. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft 51. 1—126. 1912. Mit 30 Taf.)

Henke, W.: Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde für die Frühjahrsversammlung des Niederrheinischen geologischen Vereins, April 1912. (Naturhistorischer Verein d. preuß. Rheinlande und Westfalens. 1—24. Bonn 1912. Mit 1 Taf.)

Jaekel, O.: Über den Kreidehorst von Jasmund und seine Tektonik. Vortrag, gehalten in der Sitzung am 25. Januar 1911. (Naturwiss. Ver. f. Neupommern und Rügen. 42. Jahrg. 1910. 1—28.)

— Über gegenwärtige tektonische Bewegungen in der Insel Hiddensøe (Rügen). (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 64. Monatsber. No. 5. 1912. Mit 10 Textfig.)

## Alpen.

**Richard Lachmann:** Der Bau alpiner Gebirge. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. Märzheft 1913.)

Die von SCHARDT, LUGEON und TERMIER begründete, von STEINMANN, SUESS und UHLIG übernommene und ausgebildete Deckenlehre will den Aufbau der Alpen bekanntlich in der Weise erklären, daß die vier heute im Alpenkörper vereinigten helvetischen, lepontinischen, ostalpinen und dinarischen Massen weiter im Süden als gesonderte Sedimentationsbezirke bestanden haben.

Im einzelnen bestehen nun diese vier Zonen nicht aus einer einzigen liegenden Falte oder Überschiebungsdecke, sondern die helvetischen und lepontinischen Anteile der Alpen werden wieder in je bis zu acht Decken, die ostalpine Region in mindestens zwei Decken aufgelöst, die ihre Lage zueinander durch Schub von Süden nach Norden unabhängig von der endgültigen Zonen-gruppierung erhalten haben müssen.

Aber selbst mit dieser außerordentlichen Massenkonzentration durch Südschub kommt die Deckenlehre nicht aus. ARNOLD HEIM und KOBER haben in weitgehendem Maße von der Hilfstheorie der „Deckeneinwickelung“ Gebrauch gemacht. Bei dieser Vorstellung war noch nach der Überschiebung der vier Hauptzonen im Körper der Alpen ein starker Südschub am Werke,

durch welchen beispielsweise der hangendste Teil des Lepontinums (Radstädter Tauerntrias) in den liegendsten Teil des Ostalpinums (Quarzite und Gneise) eingefaltet und in dieser Umhüllung um mehr als 50 km nach Norden verfrachtet ist.

Nehmen wir also die konsequenten Vertreter der Deckenlehre beim Wort, so müssen wir, um die Lage der Südalpen vor der Faltung zu rekonstruieren, zunächst die Deckensysteme aus ihrer gegenseitigen Verschlingung auseinanderwickeln, zweitens die vier Faziesbezirke durch Ausglättung der Hauptwellen nebeneinander setzen und endlich innerhalb jedes Deckensystems die Verfaltung der Unterzonen entwirren. Ein Rekonstruktionsversuch unter diesen Gesichtspunkten führt zu einer Verlegung der Südalpen vor der Faltung um nicht weniger als 1660 km! Aus der Gegend der heutigen Sahara also, auf Hunderte von Meilen Entfernung, soll eine Gesteinshaut, deren Dicke bestenfalls einige tausend Meter beträgt, gegen Norden lamellenartig zum Alpenkörper zusammengeschoben sein.

Zunächst haben sich berufene Geophysiker gegen eine derartige Annahme ausgesprochen, weil sie mit den Gesetzen der Mechanik in Widerspruch steht. Die Gesteine, welche die äußere Erdrinde zusammensetzen, haben eine so geringe Standfestigkeit, daß bedeutende horizontale Bewegungen einer äußeren Erdhaut ohne Anteilnahme des Untergrundes ausgeschlossen sind. Mechanisch unmöglich ist auch die Bildung von liegenden Falten von mehr als 100 km Amplitude bei einer Schicht von höchstens einigen Kilometern Dicke, die nach den Berechnungen von SMOLUCHOWSKI zu Faltenwellen von nur 10—20 km Breite ausreichen.

In zweiter Linie stehen die räumlichen Schwierigkeiten. In den Pyrenäen, welche linear verlaufen, könnte man sich einen beliebig langen Erdhautstreifen zusammengeschoben denken. Anders in den typischen Deckengebirgen, den Alpen und Karpathen, welche mindestens größtenteils als Bögen verlaufen. Für die Westalpen z. B. steht, ihre einheitliche zentrifugale Bildung vorausgesetzt, nur die eingeschlossene Fläche der Poebene als Ursprungsland der Deckmassen zur Verfügung. Der Krümmungsradius des inneren Alpenbogens beträgt hier nicht mehr als 50 km. Das ist also das theoretische Maximum des Außenschubes selbst bei unendlicher Deckungsfähigkeit der Gesteine in der Horizontalen; die viel weitergehenden räumlichen Anforderungen der heutigen Deckenlehre sind unerfüllbar. Wenn man gar bei der Bildung von Deckengebirgen nur mit rein mechanischen Faktoren der Beanspruchung rechnet, darf man für die westliche Alpenhälfte überhaupt nur wenige Kilometer an zentrifugaler Gesamtbewegung voraussetzen.

Eine Quelle von Widersprüchen ist endlich in der für die Deckenlehre bestehenden Notwendigkeit gelegen, eine dreifache Einheitlichkeit im Aufbau der Alpen zu erkennen, welche das Material jeder Bewegungslamelle, ihre Bewegungsrichtung und die Zeit ihrer Entstehung betrifft. Wie könnte man im Sinne der Deckenlehre die lepontinische Zone in den Zentralalpen von Savona bis zum Semmering in einheitlichem Zuge nachweisen, wenn diese Gebirgsmasse stückweise und zu verschiedenen Zeiten aus dem italienischen Süden heraufgewandert wäre?

Die neuesten Spezialforschungen haben die Vorstellung von der Einheitlichkeit der Alpen im Sinne der dogmatischen Deckenlehre von TERMIER widerlegt und uns vor die Frage gestellt, entweder das gesamte Tatsachenmaterial, auf welches sich die Deckenlehre aufbaut, in Zweifel zu ziehen, wie es jüngst MYLIUS getan hat, oder aber unter weitgehender Anerkennung der Beobachtungen dieselben zu einer anders gearteten Auffassung zu gruppieren.

Der Vortragende hält den ersten Weg für ungangbar, weil einige gesicherte Überschiebungstatsachen unter allen Umständen bestehen bleiben müssen, und möchte dafür den metamorphen und kristallinen Gesteinsmassen, welche fast ausschließlich die eigentlichen Zentralalpen zusammensetzen, eine entscheidende Rolle bei der Bildung der Alpen zumessen.

Petrographische Beobachtungen, besonders von WEINSCHENK, BECKE und SANDER, haben übereinstimmend ergeben, daß in diesen Teilen der Alpen die Deformationen und die kristalline Mobilität des Gefüges ganz überwiegend parallel verlaufen.

Die Lehre von der Dynamometamorphose will die Kristallinität als Folge der Gebirgsbildung deuten. Man kann das Verhältnis auch umgekehrt auffassen und sich fragen, ob nicht der Zustand der Kristallinität die außerordentliche „Durchbewegtheit der Tektonite“ — um einen SANDER'schen Ausdruck zu gebrauchen — ermöglicht hat.

Und da die STEINMANN'sche Aufbruchzone in Graubünden, die Schieferhülle der Tauern und die Glanzschiefermassen im Wallis nichts anderes sind, als derartige vergrößerte Tektonite, so kann man die angedeutete Auffassung dahin erweitern, daß die Struktur der Zentralalpen bedingt wurde durch den besonderen physikalischen Zustand der an ihrem Aufbau beteiligten Gesteinsmassen.

Es läßt sich nämlich die Behauptung begründen, daß die Struktur der inneren Alpen nur einen extremen Spezialfall darstellt jener besonderen Art von Raumerfüllung, die allen „kristallokinetisch“ gewordenen, d. h. in Relativbewegung unter Lösungsumsatz begriffenen Mineralmassen eigen ist.

Bei einem Gletscher, der seinen Querschnitt einengen muß, legen sich die Eisschichten in so enge Schlingen, daß die wirkliche seitliche Kompression in gar keinem Verhältnis zu der erzielten scheinbaren linearen Verkürzung steht. Einem anderen Beispiel kristallokinetischer Raumerfüllung begegnen wir in den Salzlagerstätten. Ein geschichteter Salzkörper, welcher unter Lösungsumsatz in einem Salzstock auftritt, zeigt weitausholende Falten auch dort, wo das unlösliche Nebengestein keinerlei räumliche Horizontalbewegungen erkennen läßt.

Der Vortragende zeigte in einer großen Reihe von Lichtbildern, daß ähnliche Verhältnisse auch in der Zentralzone der Alpen herrschen. BALTZER, FRECH, SANDER und STARK haben Faltungserscheinungen an der Grenze verschiedengradig umkristallisierter Gesteinsmassen aus den Alpen zur Darstellung gebracht, aus denen sich entnehmen läßt, daß auch in den Alpen die Deformationen nicht durch einen regionalen Faltungsdruck hervorgerufen sind, sondern „als eine Art von Diffusion der in festem Zustand unter erhöhter Temperatur und Druck bei Lösungsumsatz kristallin bewegten Gesteinsmassen anzusprechen sind“.

Dieser Vorschlag zu einer Modifikation der Deckenlehre scheint geeignet, die vorher erwähnten Bedenken zu beseitigen. Die Südalpen liegen auch heute noch an Ort und Stelle. Die Widersprüche mit den mechanischen Gesetzen der Elastizitätslehre erklären sich durch die besondere Art der Raumerfüllung kristallinisch bewegter Massen. Eine Einheitlichkeit bei der Entstehung der Alpen darf nicht mehr erwartet werden. [Gerade in den nördlichen Kalkalpen gewinnt die längst bekannte mittelcretacische Überschiebung durch neuere Beobachtungen mehr und mehr an Bedeutung. Siehe die folgenden Referate. Ref.] Die ja meist ergebnislose Suche nach den „Wurzeln“, d. h. nach den Ausgangspunkten der Deckfalten in den Alpen — ein besonders wunder Punkt der Deckenlehre in ihrer heutigen Form — beruht auf einer falschen Fragestellung. Die gesamten Zentralalpen sind, um im Gedankenbereich der Deckenlehre zu bleiben, gleichzeitig Wurzel- und Deckenland.

Soweit der Vortragende. Dem Ref. erscheint die zusammenfassende Kritik der z. T. in das Transzendente übergehenden Konsequenzen der Deckenlehre ein sehr dankenswertes Unternehmen, nachdem die immer fortschreitende Ausgestaltung der SCHARDT'schen Überschiebungsidee den Boden der diskutablen Raumvorstellungen unter den Füßen verloren hat. Die neue LACHMANN'sche Deutung kann vielleicht den Ausgangspunkt zukünftiger Synthesen bilden.

**Frech.**

---

**Georg Gillitzer:** Der geologische Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. (Geognost. Jahreshfte. München 1912. 25. 161—227. Mit 22 Textfig., 1 paläont., 1 Profiltafel, 1 tekt. Kärtchen, 1 geol. Karte 1 : 25 000.)

Die in den Jahren 1909 und 1910 erfolgte Aufnahme erstreckt sich auf die gesamte Gruppe der Reiteralpe zwischen Saalach, Hirschbichl und Hintersee, nur im Norden (Kienberg) wie Südwesten (Hundshorngruppe) wurde an nachbarliche Bearbeitungen Grenzgebiet überwiesen. Durch GILLITZER's Arbeit ist das jüngst kartierte Lattengebirge (LEBLING) und die neu untersuchte Kammerker-Sonntagshorngruppe erfreulicherweise in enge Beziehung gebracht.

An die topographische Übersicht und die sorgfältig durchgeführte Besprechung der Erschließungsgeschichte reiht sich der stratigraphische Hauptteil. Verf. stellt

reine Berchtesgadener Fazies, Hallstätter Fazies,  
bayrisch-Berchtesgadener Fazies, bayrische Fazies

gegenüber, von welchen nur die letztere dem Gebiet fehlt. Entgegen dem ursprünglichen Vorschlag BÖSE's wird man gerne mit GILLITZER den Begriff „Berchtesgadener Fazies“ auf die Serie Werfener-Ramsadolomit-Dachsteinkalk beschränken, die Hallstätter Fazies als selbständig davon getrennt halten. Seine „bayrisch-Berchtesgadener“ Fazies stellt jedoch nicht, wie Verf. glaubt, eine Übergangsfazies von rein bayrischer zu Berchtesgadener Fazies dar (eine solche war vom Ref. aus westlicheren Gegenden beschrieben worden), die Fazies

des Hochalters ist vielmehr in keinem wesentlichen Punkt von der normalen Berchtesgadener Triasausbildung unterschieden. Es wächst seit HAUG's Deckengliederungsversuch die Schwierigkeit, dieselben Ausdrücke (bayrisch, Berchtesgadener, Hallstätter) sowohl für fazielle wie für tektonische Einheiten zu benützen; nachdem sie ursprünglich nur faziellen Sinn hatten, sollten sie auch nur in diesem gebraucht werden. Ref. hat deshalb für die in Betracht kommenden tektonischen Einheiten die Ausdrücke tirolisch (= bayrisch-basal [HAHN]), = bayrisch-Berchtesgadener (GILLITZER) und juvavisch (= Decke, = rein Berchtesgadener, (GILLITZER) in Vorschlag gebracht, da ja an den ursprünglich faziellen Sinn dieser Ausdrücke heute wohl niemand mehr denkt. Ref. hält des weiteren GILLITZER's Ansicht für irrtümlich, daß die Hallstätter Fazies zwischen bayrischer und Berchtesgadener Fazies vermitteln solle (p. 171, 176). Keines der charakteristischen Leitgesteine der Hallstätter Fazies, weder der helle karnische Halobienkalk, noch der norische Pedatakalk, weder der lichtbunte Hallstätter Dolomit, noch die bedeutsame primäre Reduktion der ladinischen Stufe findet sich in der „bayrisch-Berchtesgadener“ Fazies der Saalachegend. Mit Recht betont GILLITZER dagegen die Zusammengehörigkeit der „reinen Berchtesgadener“ und Hallstätter Fazies zu einer Sedimentationseinheit und hierfür werden wichtige neue Beweise erbracht (p. 219).

Einiges stratigraphisch Wichtige sei hervorgehoben. Das Haselgebirg schneidet südlich an einer Linie Unken—Taubensee ab. Von skythischen Fossilien wird ein sehr interessanter, gekielter Lamellibranchiat von paläozoischem Habitus mit zweifelhaft generischer Stellung, sowie eine große, an *Myacites fassaensis* var. *brevis* erinnernde Form abgebildet. Die Bemerkung, daß nur obere und mittlere Campiler Schichten vertreten seien, ist unzutreffend. Die Zone der *Pseudomonotis (Claraia) Clarai* (= untere Werfener Berchtesgadens) gehört den Seiser Schichten an. RASSMUS hat ja erst kürzlich (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. p. -553-) eine an den Gastropodenoolith Südtirols erinnernde Fossilbank mit *Coelostylina werfensis* aus der Ramsau beschrieben und jener steht an der Grenze von Seiser zu Campiler Schichten. Die gleiche Bank erwähnt nun GILLITZER aus dem oberen Teil seines skythischen Profils und in gleicher Lage fand sie Ref. auch weiter westlich bei Wildental.

Der Ramsaudolomit wird aufgeteilt in

- a) Muschelkalkniveau, 100—200 m, unreine Dolomite und dolomitische Kalke; nach oben sedimentärer Übergang zu
- b) eigentlichen (ladinischer) Ramsaudolomit, 500—600 m, mit verschiedenen Linsen von Ramsaukalk.
- c) *Cardita*-Schichten, bis 20 m, nur im nördlichen Gebietsteil vorhanden.
- d) Oberen Ramsaudolomit (= Böse's Raiblerdolomit), 50—200 m, vermutlich karnischen Alters.

Als aberrantes Gestein wird lichtbunter Hallstätter Dolomit (bis 200 m) beschrieben, teilweise verzahnt mit Hallstätter Kalk oder aber normal von Reiteralmkalk (= Berchtesgadener Dachsteinkalk, = Hochgebirgskorallenkalk BRITNER's) überlagert. Der letztere (700—800 m) führt in höheren Lagen große Megalodonten und Plattenkalkgastropoden; nur oben reichern

sich auch bunte Lagen und Scherben an; die Liegendgrenze scheint nicht zeitkonstant, ein fazieller Wechsel mit dem oberen Ramsaudolomit nahegelegt. Dolomitisierung inmitten des Reiteralmkalks wurde lokal beobachtet. Auf der Decke liegt noch Hierlitzkalk (10—25 m) mit einer robusten unterliassischen Brachiopodenfauna (auffällig *Rhynchonella Fraasi* var. *paucicostata*; die altersgleiche Zwergfauna von Maurach gehört entgegen GILLITZER's Meinung ebenfalls zur Decke!). Es folgt sodann transgressiv Gosaukreide mit Grundbreccie auf regeneriertem Dachsteinkalk (absolut identische Gesteine mit jenen vom Untersberge, die HAUG seinerzeit tektonisch mißdeutete!). Die Breccie (z. T. grau mit Kohlenschmitzchen) geht in Untersberger Marmor (Forellenkalk) über; sodann folgen wie auf dem Lattengebirg und wie südlich und östlich Salzburg Glanecker Schichten, während die Nierentaler Mergel heute fast spurlos wegerodiert sind. Hippuriten fehlen; aus unterer Gosau wird *Rhynchonella compressa* LAM., *Pyrina* n. f. ? aff. *orientalis* COTT., *Terebratulina* n. f. aff. *gracilis* SCHLOTH., aus oberer *Spondylus latus* Sow. beschrieben und abgebildet.

Das relativ basale Gebirge führt über dem Dachsteinkalk des Loferer Steinbergtypes (z. T. mit rhätischen Fossilien) eine reiche jurassische und altcretaceische Schichtenfolge. Der untere Lias ist gelegentlich als grauer Hierlitzkalk vorhanden, meist transgrediert der mittlere rote (teils Hierlitz-, teils bunter Ammonitenkalk) mit *Dumortieria Jamesoni* var. *costata*. Oberer Lias (schwarze Mergel und kieselige Kalke über 150 m mächtig), Radiolarit, Aptychenschichten (teils bunte Mergel und Kalke, teils klotzige bräunliche Kalke) und Neocom beschließen die Sedimentation.

Aus dem Abschnitt über Diluvium sei nur erwähnt, daß auf dem Plateau eine verkittete Breccie gefunden wurde (? tertiär), daß GILLITZER die alte Beobachtung BÖSE's von der Abwesenheit der kristallinen Geschiebe zwischen Hintersee und Hirschbühl bestätigt.

Eine morphologische und wirtschaftliche Beurteilung der einzelnen Gesteine reiht sich an.

Der tektonische Teil geht von den Ergebnissen der neueren Forschungen über Gebirgsbau in den Salzburger Alpen aus. Es wird eine und nur eine große Schubmasse mit Berchtesgadener und Hallstätter Fazies, der die Hauptmasse der Reiteralpe angehört, von einer im Osten, Süden und Westen kranzförmig umringenden Basis mit bayrisch-Berchtesgadener Fazies abgetrennt. Verf. kommt wie jeder um Berchtesgaden sich eingehender betätigende Feldgeologe zum Schluß, daß die Deckenzerteilung HAUG's unbegründet ist. Er weist nach, daß zwar am Antenbühl tektonischer Kontakt von ladinischem Ramsaudolomit und tieferen Werfener Schichten herrscht, daß dies jedoch eine Ausnahme darstellt, da das vermittelnde Muschelkalkniveau sonst überall zu finden ist; daß Hallstätter- und Dachstein-„Decke“ im Saalachsensstreif in Sedimentverzahnung ohne jede trennende Deckennarbe stehen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Deckenzerteilung HAUG's für die westlichen Salzburger Alpen zum mindesten als unbegründet fallen muß und daß somit auch seiner Nomenklatur keine weitere Berechtigung innewohnt.

Aus den tektonischen Einzelbeobachtungen kann nur wenig hervorgehoben werden. Das Plateau der Reiteralpe hat sich „bei der vollständigen Unfähigkeit des Berchtesgadener Dachsteinkalks, bruchlose Faltenwellen zu bilden“, nur unwillig der Faltung unterworfen; flache und doch schon zerbrochene Wellen im SW.—NO. resultieren. Außerdem stellte GILLITZER in mühevoller Begehung interessante Sprungsysteme fest, die im nördlichen Teil S.—N. mit Umbiegung nach NW. und dazu quer in SW.—NO., im mittleren SO.—NW. bzw. O.—W., im südlichen SO.—NW. bzw. SW.—NO. verlaufen; in der letztgenannten Richtung wurde Tendenz zu Blattverschiebung (Vorschub gegen West) erkannt. Das Plateau scheint fast allseitig um 100—200 m in den Dolomit eingesenkt. Andererseits quellen am Rand des Deckenmassivs die basalen Kreideschichten empor, so daß „die schwere Schubmasse gleichsam wie in einem federnden Bette eingesenkt ruht“.

Die eigentlichen Überschiebungsaufschlüsse sind leider spärlich. Bei der Marxbrücke (Ramsau) liegen gipsführende Werfener über oberem Lias, an der Engert-Holzstube zeigt sich das Neocom flach überdeckt (die als (?) Hallstätter Kalke gedeuteten Gesteine des schwächtigen Schubkeils scheinen Ref. oberjurassisch zu sein); an der Almwaldalm kommt mitten in Werfener Schichten Neocom als Fenster zum Vorschein; meist verhüllt aber Schutt oder Moräne den Kontakt. Wenn darum die Schubränder nicht gleich südwestlich im Umkreis des Wildentals so klar erschlossen lägen, so möchten leicht die kümmerlichen Beweise aus dem Reiteralgebiet Ablehnung erfahren.

Im basalen wie im Deckgebirge wurde Schuppung festgestellt; vielleicht am interessantesten, aber auch am schwierigsten zu deuten dürfte das durch Profile erläuterte Beispiel der Almwald-Hundsalmgegend sein, das jedoch nach des Referenten Ansicht kaum primär mit der Schubbewegung in Zusammenhang stehen möchte. Die gemeinsam mit dem Ref. begangene Gegend um den Hirschbichlpaß wird durch vier radial ausstrahlende Störungsbahnen zergliedert, die aber entgegen GILLITZER's Auffassung ursprünglich nicht vertikalen, sondern horizontalen Bewegungen den Weg gewiesen haben dürften. So wurde ja auch vom Verf. für den Saalachostbruch in dem schönen Aufschluß der Schoberweißbachklamm 50° östliche Neigung festgestellt.

Der Vorzug des Achbergs zeigt eigentümlichen kofferförmigen Gewölgebau, vielleicht infolge von Sackungsbewegungen.

Das basale Gebirge zwischen Hochkalter-Kammerlinghorn und Loferer Steinberg ist eingemuldet, doch nicht wie GILLITZER vermutet, von der jüngeren, in SW.—NO. faltenden Kraft. Gerade seine Karte beweist, daß die östlich begrenzende, aus Jura geformte und unter der mächtigen Kreide hervorbrechende alte Sattelwelle in NW.—SO. zwischen Hirschbichl und Engertstube glatt von der Decke abgeschnitten und überschoben wurde.

Ein zusammenfassend geschichtlicher Abschnitt schließt die ergebnisreiche Arbeit. Verf. trennt präliassische, prägosauische und jüngere Störungen. Er läßt es unentschieden, wann die Deckenbildung anzusetzen wäre, doch liegt kein Grund dagegen vor, sie als cretacisch aufzufassen, wozu Ref. auf Grund seiner neueren Erfahrungen neigen möchte. Recht bemerkenswert sind GILLITZER's Beobachtungen und Reflexionen über die Haupttrichtung beim

Deckenschube. Besonders auf Grund der eigenartigen, weit um Berchtesgaden verbreiteten Streichkurven kommt er zum Schluß, daß sowohl südnördliche wie ostwestliche Tendenzen geltend waren. Ob diese freilich, wie Verf. glaubt, in organischem Verband als Verteilungserscheinungen einer Bewegung standen, darüber zu entscheiden muß künftiger Forschung vorbehalten bleiben. Wenn die Deckenbewegung schon in der Kreide, die ostwestliche Phase, wie es immer sicherer den Anschein hat, erst im Oligocän zur Auswirkung kam, wäre ein Schluß im Sinne GILLITZER's von vornherein abzuweisen.

Die Karte ist zwar sehr übersichtlich, hat aber durch die unschöne topographische Grundlage (sie ist auf das Doppelte vergrößert) leider ein etwas grobes Aussehen bekommen; gut lesbar und leicht verständlich sind auch die beigegebenen Profile. **Hahn.**

---

**F. Felix Hahn:** Zur Geologie der Berge des oberen Saalachtals. (Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1911. No. 7. 147—151.)

Ein kurzer Aufnahmebericht der im Jahre 1910 erfolgten Begehungen beiderseits der oberen Saalach zwischen Lofer und den Diesbacher Hohlwegen mit einem Übersichtsprofil.

Das relativ basale Gebiet (= tirolisch, s. oben) ist mit seinem ladinischen Ramsadolomit, der meist dolomitischen Ausbildung des karnischen Niveaus, dem im westlichen Teil bis zu 500 m mächtigen Dachsteindolomit und dem teilweise rhätischen Dachsteinkalk völlig der Berchtesgadener Triasfazies zuzurechnen; es enthält noch mächtige jurassische und alteretaceische Schichten. Die Decke gliedert sich (keine Teildeckenbildung!) in eine Vorzone (Rauhenberg, Gerhardstein, Hochkranz) aus wenig Ramsadolomit, lichtbuntem Hallstätter Dolomit und Kalk, Loferer Schichten (Zlambachfazies) und mächtigem Lerchkoglkalk; und in eine Hauptzone (Hundshorngruppe, Laimbichlhörner) mit Werfener Schichten, Reichenhaller und Ramsadolomit (im oberen Teil mit Hallstätter Kalklinen!) und Reiteralmkalk mit Ausfall von Raiblern und einer geringen Hierlatzdecke. Außer der Feststellung der Einheitlichkeit der Deckenbildung sei noch erwähnt, daß die Watzmann-Hochkalterbewegung als gegen SW. gerichtet erkannt und das Zusammenklingen der großen Unkenbachsynklinale mit der Seehornmulde zu einem großen Schollenbau betont wird. **Hahn.**

---

**Kurt Leuchs:** Die Aufschlüsse der neuen Straßenverbindung Kufstein—Ellmau und die Beziehungen des Eiberger Beckens zu seiner Umgebung. (Mitteil. geol. Ges. Wien. 5. 1912. 3. 232—251. Mit 4 Textfig.)

Gelegentlich eines Straßenbaus südlich Kufstein wurde eine Reihe guter Aufschlüsse geschaffen, die nicht nur eine wünschenswerte Ergänzung der älteren Aufnahme desselben Autors vom Kaisergebirge (Ferdinandeam 1907) darstellen, denen auch einige prinzipielle Bedeutung nicht abzusprechen ist; wurde doch bereits von einem „Eibergerfenster“ geschrieben.

Einmal zeigt sich die Schichtenfolge im Becken viel reicher, als es seinerzeit scheinen mußte. Wir kennen nun Plattenkalk, Kössener Mergelkalke, Liasfleckenkalke und Mergel, bunte Aptychenschichten, Senon [basale Transgressionsbreccie, rote Mergel (25—30 m), mittlere schwache Konglomeratlage (Trümmer von triassischem Dolomit und Kalk, von rotem Liaskalk und Fleckenmergel herrschend in den Konglomeraten), obere, mächtige graue Mergel mit *Inoceramus* aff. *hungaricus*], endlich Häringer Blättermergel (Oligocän).

Eine neuerliche Überprüfung der tektonischen Verhältnisse führt LEUCHS zum Schluß, daß „das Eiberger Becken eine Scholle ist, welche in die Trias eingebrochen ist und von ihr auf drei Seiten umgrenzt wird. An zwei Stellen kommt in der Scholle selbst die triadische Unterlage zum Vorschein. Die Randverwerfungen stehen sehr steil bis senkrecht, an keiner Stelle des Randes läßt sich eine Andeutung einer Überschiebung erkennen. Die Entstehung dieses Einbruchgebietes erfolgte postjurassisch und prägosauisch.“ Im Tertiär wurden die Niveauunterschiede nur beträchtlich vermehrt und durch einen allgemeinen Zusammenschub eine Verengung des Beckens erzeugt.

Drittens sind wichtige Detailbeobachtungen über die Lagerung der Gosauschichten gegeben. LEUCHS fand mehrfach die Grundbreccien und Konglomerate der Gosau über- und anlehnend an aufragende Klippen mehr oder minder geneigter Lias- oder Aptychenkalke in scharfer beiderseitiger Diskordanz, wie es durch die Textskizzen versinnbildlicht wird. LEUCHS deutet dies dahin, daß „vor der Ablagerung der Gosasedimente, also vor der Ingression des Gosaumeeres, eine Zeit der Gebirgsbildung gelegen ist, und daß unser Gebiet dadurch dem Meere entzogen und Land geworden war.“

Punkt 3 ist ja für den ostalpinen Geologen nichts Neues (vergl. SCHLOSSER'S Untersuchungen im Unterinntal, AMPFERER'S in der Rofan); immerhin erscheint es gewissen einseitigen Bestrebungen gegenüber nützlich, immer wieder auf das Tatsächliche gewiesen zu werden.

Nicht so ganz unanfechtbar erscheint dem Ref. Punkt 2. Wohl ist es nach den Darlegungen von LEUCHS wie vor Ort kaum zu bestreiten, daß sowohl die nordwestliche wie südöstliche Begrenzungslinie des Eiberger Beckens heute als steile, wo nicht saigere Störungsbahn von südwestlichem—nordöstlichem Streichen vorliegt. Doch im SW. öffnet sich das Becken ungehemmt zur Häringer Eintiefung und im NO. längs des Kufsteiner Stadtberges liegt eine Grenze vor, die verdächtige Ähnlichkeit mit einem Überschiebungsausstrich besitzt. Man beobachte nur auf der LEUCHS'schen Karte die einspringenden Winkel an der Locherer Kapelle und im Gaisbach; dann scheint mir gerade die von LEUCHS hervorgehobene Tatsache, daß das Streichen der Beckensedimente — im allgemeinen sehr wirr, doch meist den beiden SW.—NO. streichenden Randstörungen parallel—rechtwinkelig an die norischen Sedimente des Stadtberges abstößt, für diese Auffassung zu sprechen. Stellt man sich diese an und für sich vielleicht ganz geringe Überschiebung als jungoligocänen Vorstoß von NO. gegen SW. vor, so stimmt dazu des weiteren die von LEUCHS erwähnte, recht auffällige Tatsache, daß der eingebrochene Plattenkalk der Locherer Kapelle, statt muldenförmig eingebeugt zu sein, eine Sattelwelle

nahezu in N.—S. zeigt, daß in diesem Plattenkalk an SW.—NO. bzw. W.—O. gerichteten Sprüngen fast absolut horizontale Striemen zu finden sind; daß der Wettersteinkalk des Zettenkaisers südlich der Walleralm sich zu einem schmalen Bewegungstreif von ostwestlicher Richtung ausdünn — schwerlich ein Resultat von Versenkungskräften —; endlich, daß die eigenartige Klemmscholle von Häringer Tertiär zwischen Höhenneuberg und Peppenau die angenommene Bewegungsrichtung der Schubkraft genau vorzeichnet. In diesem Sinne wäre freilich dann auch der fast vertikale, glatte Verlauf der beiden Störungsspalten des Eiberger Beckens im NW. und SO. der jugendlichen Umgestaltung verdächtig und damit stimmt nach des Ref. Ansicht auch das jugendliche der morphologischen Züge überein.

LEUCHS vermag dessenungeachtet für seine Ansicht, daß das Eiberger Becken kein Fenster einer durch besondere Fazies (Liasfleckenmergel und Senon) ausgezeichneten Decke ist, noch zwei weitere Beweise zu bringen. Einmal hatte er schon früher im Innern der Kaisergebirgsmulde Fleckenmergel nachgewiesen (doch hier zusammen mit roten Liaskalken!), dann hält er ein kleines Senonvorkommen auf dem Wege Eiberg—Walleralm für transgredierend über den Muschelkalk des Rahmens. Ref. möchte in gleichem Sinne darauf hinweisen, daß vielleicht auch das Konglomeratvorkommen südlich der Griesener Alp (von LEUCHS als Tertiär kartiert, doch von MOJSISOVICs schon in den 60er Jahren für Kreide gehalten) zur Gosau gehören könnte.

Es bleibt immerhin auffällig, daß hier beinahe am Südrand der nordalpinen Kalkzone die Fazies der Fleckenmergel den ganzen Lias beherrscht haben sollte, während nördlich davon am Spitzstein nur rote Ammonitenkalke zu finden sind und Ähnliches östlich (Kammerkergruppe) wie westlich (Rofan) gilt. Unsere Kenntnis von der Gesetzmäßigkeit der Verbreitung liassischer Fazies in den Nordalpen ist jedoch noch zu mangelhaft, um solche Bedenken allzu schwer wiegen zu lassen.

Hahn.

**Otto Ampferer:** Über die Gosau des Muttekopfs. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 62, 2. 289—310. Mit 2 Lichtdrucktaf. u. 4 Textfig.)

Diese Studie, deren Wert vorzüglich auf regionalgeologischem Gebiete liegt, bildet eine schöne Erweiterung der wichtigen früheren Arbeit des Autors: „Über exotische Gerölle in der Gosau“, Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1909. Die Umgebung des Muttekopfs in den südöstlichen Lechtaler Alpen ist ja das höchstgelegene und besterschlossene Gosaugebiet der Ostalpen, in welchem die senone Kreide über 600 m Mächtigkeit erlangt.

Es gelang der Fund eines Inoceramen führenden Mergels in einem relativ sehr tiefen Teil der aus Grundbreccie, Konglomeraten, Sanden und Mergeln bestehenden Serie. Vorerst sind folgende Formen bestimmbar:

(1) *Inoceramus Felixi* PETRASCH., (2) *I. cf. regularis* D'ORB., (3) *I. aff. undulato-plicatus* F. ROEMER, von welchen (2) auch in der Gosau vom Unterinntal, (3) in jener Eibergs, (2) und (3) in den Glanecker Schichten (Santonien) des Lattengebirgs vorkommen.

Ihrer Fazies nach kann die Sedimentation der Gosau des Muttekopfs „nur im Bereich von Flußeinschüttungen und der Brandungszone“ erfolgt sein, „in einem Meeresarm, der ruckweise tiefer gesenkt wurde“. Recht beachtenswert sind die Profilskizzen 3 und 4, da sie wiederum die scharfe Diskordanz zwischen der prägosauischen Faltungsphase und der tertiären Nachfaltung beleuchten; auch im Streichen der jeweiligen Muldenachsen ist Abweichung unverkennbar. Schließlich zeigen eingeschlossene Grauwackenbrocken wie Bruchstücke von Plattenkalk starke Verfaltung.

Das Hauptgewicht der Arbeit liegt in der von ÖHNESORGE unterstützten sorgfältigen Durchforschung des eingeschlossenen Geschiebematerials. Unter den kalkalpinen Geröllen sind alle Gesteine und Horizonte von Raibler Oolithen bis zum Tithon vertreten; Hauptdolomitstücke überwiegen häufig; einzelne Riesenblöcke rhätischen Kalkes (bis 200 000 cbm Masse!) können, da rings von Gosauzement umgeben, weder als aufragende Klippen, noch der ganzen Lage nach als tektonische Einschiebsel gedeutet werden, sie sind wohl auf submarinem Gleitweg von der Brandungszone herein verfrachtet. Das exotische Geröllmaterial bezieht sich mit verschwindenden Ausnahmen auf die Buntsandstein-, Verrucano- und Grauwackenzone der Nordalpen: Grauwackenschiefer und schwarze Kieselschiefer (Silur?), kristalline Bänderkalke, Quarzphyllite, Diabase, Quarzporphyre (wie jene der Kitzbichler Alpen). Ein Grauwackengeröll enthält Spateisengänge (ebenso fand LEBLING Spateisengerölle in der Gosau von Abtenau!).

Die Geschiebe sind größtenteils gerundet, wie einer starken Auslese unterworfen und erreichen kaum Faustgröße. Sie sind aber robuster wie jene der Rofangruppe und doch ist diese heutzutage kaum 10 km von der Grauwackenzone zwischen Schwaz und Dienten entfernt, der Muttekopf jedoch 100 km! Das kristalline Gebiet im nahen Süden kann aber zur Gosauzeit nicht etwa noch Reste der Grauwackenzone getragen haben — denn Verrucano und Buntsandstein transgredieren bereits dort über Kristallin. Verf. weist deshalb auf die Möglichkeit, daß die heute fehlende Grauwackenzone westlich von Schwaz bei den ostalpinen Deckenbewegungen von der kalkalpinen Masse überfahren und dabei in die Tiefe gezogen wurde.

Nicht ohne weiteres wird man mit AMPFERER übereinstimmen, wenn er ganz allgemein davon spricht, daß „der tiefere paläozoische Teil der Schubmasse (oder der kalkalpinen Decken) infolge der größeren Reibung gegenüber der oberen Triasdecke so weit zurückblieb, daß beide Teile voneinander getrennt wurden“ (p. 309). Bis jetzt hat noch niemand nachgewiesen, daß zwischen Schwaz und Dienten eine solche wichtige Trennungsfuge zwischen Nordalpen und Grauwackenzone durchgängig vorhanden wäre, im Gegenteil scheinen dem Ref. eine Reihe älterer Beobachtungen von FUGGER (Paß Griesen), BITTNER (Werfen), ROTHPLETZ und LEUCHS (Hohe Salve), SCHLOSSER und AMPFERER selbst (Kitzbichl) darzutun, daß hier normaler Transgressionsverband von unterer Trias bezw. Verrucano und älterem Gestein besteht. Hätte AMPFERER bei seiner Bearbeitung der äußerst wichtigen Triasinsel des Gaisbergs westlich Kitzbichl (Verhandl. 1907) etwa die entsprechenden Serien des östlichen Teils der Kalksteingruppe oder des Leoganger Steinbergs gekannt,

so hätte er selbst wohl kaum daran gezweifelt, daß an den zitierten Stellen die gleiche Triasausbildung herrscht (vergl. besonders die dunklen karnischen Dolomite!), daß hier nordalpine Trias in übergreifender Lagerung ohne tektonische Fuge von grundlegender Bedeutung die Grauwackenzone bedeckt.

Hahn.

**P. Termier et J. Boussac:** 1. Sur l'existence, dans l'Apennin ligure au nordouest de Gênes, d'un passage latéral de la série cristallophyllienne dite „des schistes lustrés“ à la série sédimentaire ophiolitique de l'Apennin.

2. —: Sur les mylonites de la région de Savone.

3. —: Sur le caractère „exotique“ du complexe de gneiss et de granite que l'on a appelé le „massif cristallin Ligure“, et sur la séparation de l'Apennin et des Alpes. (Compt. rend. Ac. des Sc. Paris. **152**. 1361 ff., 1550 ff., 1642 ff.)

1. Die geologischen Karten zeigen eine auffallende Grenzlinie im ligurischen Gebiet, die von Sestri Ponente nach Voltaggio läuft. Westlich dieser Linie erstreckt sich ein großes Gebiet von Glanzschiefern und grünen Eruptivgesteinen (Gabbro und Serpentin). Ganz andere Beschaffenheit zeigen die Gesteine des östlich gelegenen Gebietes, Schiefer und Kalke, untergeordnet auch Sandsteine, alles sehr monoton, und darin ebenfalls die grünen Eruptiva. Diese zweite Gesteinsfolge reicht weit durch den Apennin. Sie wird von den Italienern meist für Eocän erklärt, doch sprechen die seltenen Fossilfunde eher für Kreidealter. Wahrscheinlich sind die Schiefer des Apennin ebensogut eine comprehensive Serie wie die Glanzschiefer, nur nicht wie diese metamorph.

An der genannten Grenzlinie treten einzelne Schollen von Triaskalk auf, deren Alter durch Gyroporellenfunde sichergestellt ist. Die Breite dieser Vorkommen variiert zwischen 0 und 800 m. Die Neigung der Schichten beträgt 90—45°.

Diese Triasvorkommen bilden domartige Aufwölbungen des Untergrundes, die ganze Zone hat antiklinalen Bau. Auf der Trias liegen, stets konkordant, die Glanz- oder andere Schiefer oder die grünen Eruptiva. ISSEL und SQUINABOL haben auf ihrer geologischen Karte von Ligurien die Grenze zwischen den beiden Schieferarten recht willkürlich gezogen, bald an den Triasvorkommen entlang, bald an Massiven von Ophiolithen hin. Letztere sind ja aber beiden Schieferserien gemeinsam und die Trias ist auf der genannten Karte mitten in der apenninischen Region angegeben. Wo Trias und Ophiolithe fehlen, ist die Grenze überhaupt ganz phantastisch.

Tatsächlich ist ein allmählicher Übergang zwischen den apenninischen und den Glanzschiefern vorhanden, indem sich allmählich eine höhere Kristallinität einstellt. Gerade in der halb metamorphen Übergangszone liegen die Triasvorkommen. Die Breite der Übergangszone ist verschieden, manchmal 2—3 km, manchmal sehr gering. So liegt im Grunde des Tals von San Martino auf der einen Seite der Triasaufwölbung unveränderter, auf der anderen ver-

änderter Schiefer, aber man kann beim Dorfe San Martino sehr gut die Zunahme des Metamorphismus gegen Westen verfolgen.

Der comprehensive Charakter der Glanzschiefer tritt nun doppelt klar hervor. Sie und die Schiefer des Apennin sind identisch. Die letzteren enthalten Kreide und Eocän, die alpinen Glanzschiefer Jura. Die Ophiolithe sind älter als der Metamorphismus.

Die geologische Grenze zwischen Apennin und Alpen liegt nicht bei Sestri Ponente, sondern weiter westlich in der Gegend von Savona.

Es muß noch hervorgehoben werden, daß der metamorphische Apennin über der Trias Merkmale von Horizontalverfrachtung aufweist.

2. Es erhebt sich nun die Frage, ob nicht das kristalline ligurische Massiv die Grenze zwischen Apennin und Alpen bezeichnet. Dies Massiv besteht größtenteils aus Myloniten und es gibt wohl kaum ein zweites Gebiet in Europa, wo man die Zertrümmerung der Gesteine so gut studieren kann wie hier. Auf der Karte der Westalpen 1:400000 des R. Ufficio Geologico ist der mylonitisierte Granit z. T. als Gneis und als Perm angegeben. Bezeichnend ist, daß in dem 16 km langen und 8 km breiten Massiv, durch das vier oder fünf große Straßen führen, kein einziger Steinbruch im Granit eröffnet ist, nicht einmal zur Schottergewinnung. Ganz gesund ist der Granit eigentlich nirgends. Die verschiedenen Stadien der Granitmylonitisierung sind: 1. von Spalten durchsetzter, breccienartiger Granit, Quetschzone in jeder Spalte, 2. unvollkommen zertrümmerter geschieferter Granit, 3. stärkere Schieferung, Chloritisierung des Granits, 4. unvollständige Zertrümmerung ohne Schieferung, 5. vollständigere Zertrümmerung, 6. vollständiges Purée (Kakirittypus), 7. Schieferung dieses Purées. — Die Gneise sind manchmal leidlich intakt, doch kommen z. B. in der Umgebung des Mte. Ciuto-Forts sehr schöne Zertrümmerungsbreccien vor. Die Amphibolite und uralitisierten Pyroxenite sind sehr oft zertrümmert und in brecciösem Zustande. Die dem Massiv unmittelbar benachbarten Perm- und Triasgesteine sowie Glanzschiefer sind ebenfalls mylonitisiert.

Das ligurische Massiv — darauf deutet sein ganzer Zustand hin — ist infolge einer mechanischen Intrusion zwischen das alpine metamorphe Perm-carbon und die apenninischen Glanzschiefer und grüne Eruptiva gelangt.

3. Das „ligurische kristalline Massiv“ (FRANCHI) liegt zwischen dem Apennin einer- und den Alpen anderseits und wird von beiden durch Flächen getrennt, die im großen ganzen schwach gegen Osten und Nordosten einfallen.

Bei Savona besteht der Apennin vorwiegend aus den Gesteinen der Glanzschieferserie und grünen Eruptivis, die konkordant von Trias und Perm unterlagert werden. Die Trias besteht aus Quarziten, phyllitischen Marmoren, Gyroporellenkalken, Gips und Rauhwacken, das Perm aus halb metamorphen Phylliten und Glimmerschiefern. Manchmal sind Perm und Trias stark verquetscht, so daß sich wohl gar die Glanzschiefer direkt auf das kristalline Massiv legen.

Unter dem ligurischen Massiv beginnen die Alpen zunächst mit metamorphem Perm-carbon, dessen Gesteinsfolge (grauliche bis schwärzliche Phyllite, Glimmer- und Chloritschiefer, Schiefer mit Feldspatagen, Gneise, chloritische Quarzite, endlich dunkelgrüne Gesteine aus Chlorit, Epidot und Zoisit, die als

umgewandelte Amphibolite oder Pyroxenite aufzufassen sind) sehr dem Permo-carbon der Vanoise, des Mont Pourri und des Val Grisanche gleicht. Einige Gneislager erinnern an den Gneis des Piemont. Sie ähneln denjenigen verdrückten Gneisen, denen die italienischen Geologen die (heutzutage ganz überflüssigen) Namen Apenninit und Besimaudit gegeben haben. Dies Permo-carbon taucht unter das ligurische Massiv. Daß dieses wirklich jenes bedeckt, zeigt das Fenster im Tale des Letimbro zwischen Lavagnola und Santuario, das ROVERETO das „Fenster von Santuario“ genannt hat. Gegen Süden und Südwesten lagert auf dem Perm Trias in Briançonnaisfacies. Diese carbonischen, permischen und triadischen Gesteine sind gegen Süden und Südwesten gefaltet, und ohne eine tektonische Grenze zu überschreiten, gelangt man in das Deckenland von Castelvecchio und Albenga.

Das ligurische Massiv zeigt eine ganz hochgradige Zertrümmerung und Verquetschung der Gesteine. Es ist ein exotischer Keil, der zwischen Apennin und Alpen hineingetrieben ist. Die Natur eines mechanischen Kontaktes geht für die Begrenzungsfläche von Massiv und Apennin schon daraus hervor, daß sich an ihr alle möglichen und stets verdrückte Gesteine berühren, z. B. Granitmylonit und Perm oder Amphibolit und Trias oder Granitmylonit und verquetschter Serpentin usw. An der Überschiebungsfläche zwischen Massiv und Alpen berühren sich einerseits Granitmylonite, zertrümmerte Gneise, Amphibolitreccien, andererseits gut geschichtete permocarbonische Phyllite. Das Perm über und unter dem ligurischen Massiv hat etwas verschiedenen Gesteinscharakter.

Wir kennen das ligurische Massiv nur in dem kleinen Gebiet von Savona. Im Norden ist es durch Tertiärablagerungen, im Osten vom Apennin, im Süden vom Meer bedeckt. Seine Mächtigkeit ist gering. Im Letimbrotal mißt sie etwa 200 m, oft ist sie geringer. Es ist also hier nur eine Mylonitschuppe zwischen Apennin und Alpen. Gegen Osten und Süden nimmt die Mächtigkeit zu.

Wie TERMIER bereits an anderer Stelle ausgeführt hat, läuft durch Ligurien die Scheidelinie der Deckenschübe. Im Westen sind die Glanzschiefer über die Zone des Briançonnais, im Osten aber über die Dinariden geschoben. Im Apennin ist die alpine Region über die dinarische geschoben. In Ligurien ist also die Verfrachtung der Alpen sowohl wie der dinarischen Region gleich Null. Das ligurische Massiv ist dinarisch: es liegt über den Alpen und unter dem Apennin. Die Überschiebungen müssen sich aber vor der Ablagerung des Oligocäns von Varazza, Cadibona und Santa Giustina vollzogen haben, da dieses über die drei tektonischen Einheiten Liguriens gleichmäßig transgrediert.

**Otto Wilckens.**

**A. Buxtorf und E. Truninger:** Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. (Verhandl. d. Naturf. Ges. Basel. 20. 135—179. Taf. III, IV. 1909.)

Unter den Gesteinen der Fisistock-Doldenhorngruppe verdienen die Schichten zwischen dem Hochgebirgskalk (Malm) und dem Tertiär besonderes

Interesse. Über den 2—3 liegenden Falten des ersteren, die über der Sohle des Gasterentales sichtbar sind, liegt zunächst ein etwa 100 m mächtiger mergeliger Schichtkomplex, der nach ТРОЭСН's Ammonitenfunden dem Berrias angehört. In seinem oberen Teil treten Korallenoolithe auf, die ein Äquivalent des Öhrlikalkes der zentralen und östlichen Schweizer Alpen darstellen dürften. Im Hangenden dieses Mergelkomplexes erhebt sich eine Kalkwand von 110—130 m Mächtigkeit, dichte, spätime, auch oolithische Kalke, die der Valendisstufe angehören. Am Gipfel und an der NW.-Abdachung der Fisistöcke treten darüber dunkel anwitternde Gesteine auf, unter denen der sogen. Tschingelkalk (85 m) besonders bemerkenswert ist. Es ist dieser ein Komplex von Kiesel- und Bänderkalken, deren erstere durchaus den Kieselkalken des Hauterivien gleichen und *Toxaster complanatus* führen. Die glaukonitische Echinodermenbreccie unter dem Kieselkalk (der Name Tschingelkalk sollte wegfallen!) entspricht den Gamsmättelschichten des Churfirstengebietes (oberste Valendisstufe). Das Tertiär beginnt mit Bohnerzlagern und -linsen.

Tektonik. Das tiefste Gebirgsglied, der Gasterengranit, wird von einer 5—10 m mächtigen Zone ummantelt, die aus granitischen Breccien, Arkosen und quarzitischem Sandstein besteht. Es ist Verrucano oder eine Dislokationsbreccie. Nach oben wird dieser Komplex von einer scharfen Gleitfläche begrenzt und dann folgt darüber Malmkalk, der am Kontakt statt des normalen, grauen, dünnplattigen Kalkes ein hochgradig dynamometamorph veränderter, weißer, feinkristalliner Kalk ist. Dieser letztere ist  $\frac{1}{2}$ —1 m mächtig. Auf der Strecke Gfällalp—Brandhubel—Dolden fehlen über dem Verrucano Röthidolomit, Lias und Dogger. Der Malm liegt verkehrt und wird von Dogger überlagert. Die normal gelagerte Sedimenthülle des Gasterengranits fehlt im mittleren Gasterental ganz. Am Fuß der Wildelsigenwand läßt sich die Überlagerung des Malms durch den Dogger gut beobachten. An der Grenze der beiden treten eischüssige Schlieren (Callovien) auf. Im Liegenden des Dogger schließt sich der Malm, und der Dogger bleibt sowohl an der Südabdachung des Doldenhorns wie an der Nordwand des Balmhorns in der Höhe zurück, indem er die Kerne tauchender Falten bildet. Diese Falten sind Verzweigungen einer Deckfalte, die auf dem Verrucanomantel des Gasterengranits schwimmt. Unter Berücksichtigung des geologischen Baues des Torrent-, Restrot- und Faldumrothorns läßt sich das Kristallin des Lötschentales als Wurzelregion der Deckfalte bestimmen.

Für das Verständnis des Gebirgsbaues am Westende des Aarmassivs ist der Sedimentkeil zwischen Gasteren- und Lötschental von besonderer Bedeutung. Um sein Auftreten recht zu verstehen, muß man vom Lauterbrunnental ausgehen. Bekanntlich treten hier zwei Malmkeile an der Jungfrau auf. Am Lauterbrunner Wetterhorn gibt es nur einen Keil, der wegen des Auftretens der Zwischenbildungen nur in seinem Liegenden und wegen der Beziehungen der kristallinen Schiefer in seinem Hangenden mit dem Kristallin des Tschingel- und Breithorns, die dem oberen Jungfrau keil aufrufen, als Vereinigung beider Jungfrau keile aufzufassen sein dürfte. Der obere Kalkkeil der Jungfrau läßt sich im Nordabhang von Ebenenfluh, Groß- und Breithorn und von diesem ab westwärts durch alle nördlichen Nebentäler des Lötschentales verfolgen. Auf

dem oberen Kalkkeil der Jungfrau ruhen auf: die Gneisgipfel von Mönch und Jungfrau, die kristallinen Gipfel des Breithorns, Petersgrates, Birghorns, Hockenhorns. Vom Hockenhorn senkt sich der Kalk westwärts unter die Lias-Doggerfalten des Ferdenrothorn-Balmhornmassivs. Das Balmhorn ruht auf der westlichen Fortsetzung des oberen Jungfraukeils, der hier teils zu dünnen Kalkplatten, teils zu Marmor umgewandelt ist. An der Jungfrau hängt der Keil direkt mit dem autochthonen Malm zusammen, am Hockenhorn und Lötschenpaß aber ist vom Keil nur die Muldenspitze erhalten, während die nordwärts gerichteten Schenkel ausgedünnt oder ganz verquetscht sind.

Balmhorn und Hockenhorn sind, weil gleichermaßen auf dem Kalkkeil schwimmend, als Teile derselben Decke aufzufassen. Die kristallinen Kuppen des Hockenhorns, ferner die Schieferberge Sackhorn, Birghorn, Petersgrat, Mutt-, Tschingel-, Breithorn gehören dem kristallinen Kern der Doldenhorndeckfalte an, der im Breithorn noch mit dem Wurzelgebiet der Deckfalte direkt zusammenhängt.

Das Fehlen des autochthonen Sedimentmantels in der Basis des Dolden- und Balmhornes muß durch den Druck erklärt werden, den die Stirn der Doldenhorndeckfalte auf ihn ausübte und durch den er vom Granit abgedrückt (abgeschert) wurde. Im Lauterbrunnental noch normal ausgebildet, keilt diese Sedimenthülle schon im oberen Gasterental vollständig aus. Die Verhältnisse erinnern an die am NO.-Ende des Aiguilles rouges-Massivs (Profil der Dent du Midi).

Der Bau des Doldenhorngebietes läßt sich im Gspaltenhorn wieder erkennen oder wenigstens vermuten. Hier dürfte wenigstens in den oberen Partien Deckenbau herrschen. Wie sich aber sein Bau mit dem der Jungfrau in Beziehung setzen läßt, ist eine noch unbeantwortete Frage.

Zwischen dem Tertiär der Doldenhorn-Balmhorndeckfalte und der Lohner Deckfalte liegt die normale Schichtfolge der „Gellihorn-Zwischendecke“, deren Ausdehnung nach Osten und Westen noch genauer festgestellt werden muß, von der sich aber jetzt schon sagen läßt, daß sie auch nordöstlich von Kandersteg im Süd- und Ostfuß der Birre auftritt.

Für die allgemeine Tektonik ist besonders interessant, daß der normale liegende Schenkel bei dem Deckfaltentypus der Doldenhorndeckfalte abgekämmt ist. Seine Sedimentserie beginnt jedenfalls erst wieder in der Tiefe vor der Gewölbebiegung der Deckfalte.

**Otto Wilckens.**

---

**A. Buxtorf:** Geologische Prognose für den nördlichen Teil des neuen Trace des Lötschbergtunnels, bis km 8 vom Nordportal. Hierzu einige Bemerkungen über den bisherigen Befund. (Verh. d. Naturf. Ges. Basel. 21. 222—244. Taf. II—IV. 1910.)

Die Arbeit besteht aus zwei Teilen. Der erste ist eine Prognose für den Bau des Lötschbergtunnels, und zwar für die neue, nach der infolge des Einbruches unter dem Gasterental erfolgten Katastrophe. Der zweite Teil bringt einige Bemerkungen über die beim Tunnelbau gemachten Befunde.

Die Stratigraphie des vom Tunnel durchbohrten Gebirges ist folgende: Das kristalline Grundgebirge besteht aus dem Gasterengranit, einem normalen Biotitgranit, und untergeordneten Aplitgängen. Der Granit ist von einer eigentümlichen, 5—15 m mächtigen Gesteinsmasse umhüllt, die an ihrer Basis aus verquarzten granitischen Breccien besteht und oben aus einer hellen Quarzitbank von einigen Metern Mächtigkeit gebildet wird. Man hat dies seinem Ursprung nach z. T. schwer bestimmbar Gestein wohl in seiner Gesamtheit als Verrucano bezeichnet. Dann folgt Röthidolomit der Trias, gelb gefleckter Schiltkalk, schieferiger Kalk und Hochgebirgskalk des Malms. Es folgt das unten mergelig-kalkige, oben massig-kalkige Berrias, dann teils mergelige, teils massive Valendis-Kalke, das Hauterivien mit dem „Kiesel-“ und dem „Bänderkalk“. Nach Auflagerung von nur spurweise vorhandenem Bohnerz folgen eocäne, Nummuliten und Lithothamnien führende Kalke und Sandsteine.

Der Granitstock von Gasteren dacht sich nach W., NW. und N. gleichförmig ab. Der „Verrucano“ bildet einen mit dem Granitstock fest verwachsenen Mantel. Alle jüngeren Sedimente, die darüber folgen, sind in weit gegen NW. vorgreifende Falten gelegt. Die aus Kreideschichten bestehende Stirn der Überfaltungsdecke, die sie bilden, liegt in den Fisistöcken, ihre Wurzel am Nordabhang des Lötschentales südlich der eng eingeklemmten Kalkmulde von Sattellegi. Der Granitkern muß sich den faltenden Kräften der Tertiärzeit gegenüber starr verhalten haben; die Sedimente sind von ihm abgeschoben. Die zu den Kreidefalten der Fisistockgruppe gehörenden Juramassen bilden die Doldenhorngruppe und die kristalline Kuppe des Hockenhorns den kristallinen Kern der Decke. Infolge von den mit der Überschiebung verbundenen Ausquetschungen liegt der obere Jurakalk verkehrt direkt auf dem „Verrucano“-Mantel des Granitstocks.

Besondere Aufmerksamkeit verdient der Granitriegel Staldi—Brandhubel, den der Tunnel benutzt, um das Gasterental zu unterfahren. Daß er sicher im Granit bleiben wird, kann nach den Probeschichten bestimmt angenommen werden.

Der Tunnel hat vom Nordportal her zunächst 80 m Gehängeschutt durchfahren und ist dann ins Berrias eingetreten, dessen untere Abteilung von 119—1550 m reicht. Dann folgt Kalk des oberen Jura. Der anormale Kontakt zwischen Kalk und Granit wird zwischen 3450 und 3600 m ab Nordportal durchfahren werden, also durchschnittlich bei etwa 3500 m.

Tatsächlich trat der Tunnel mit seiner Sohle bei 3483 m in den anormalen Kontakt ein, der die Tunnelfirste bei 3507,5 m verließ. Die Prognose traf also insofern sehr gut ein. Wie vermutet, trat hier starker Wasserzufluß auf, der die Tunnelsohle bis zum Tunneldach aufblähte und anfangs 200 Sekundenliter lieferte. Vom anormalen Kontakt an versagte aber die Prognose ganz. Die Prognose erwartete am Kontakt Spuren von Triasdolomit. Statt dessen wurde eine Triasserie durchfahren, die zuletzt sehr viel Gips enthielt. Unter dem Gips folgten schwarzgraue Schiefer mit Quarzitlinsen und -bänken und seltenen Einlagerungen eines quarzitisches Konglomerates. Bei der Ähnlichkeit dieses letzteren mit dem Vallorcinekonglomerat wurden diese Schichten als Carbon betrachtet. Sie lagern kuppelförmig. Gegen Süden werden sie konkordant von

Trias überlagert. Innerhalb dieser Trias stoßen bei 3830 m sericitische Quarzite scharf gegen Anhydrit und Dolomitbreccie ab. Zwischen 3960 und 3970 m wurde der sogen. Kontaktsandstein angetroffen, dann folgte das kristalline Gestein, aber nicht der erwartete Granit, sondern erst Porphyre und Aplite, dann Gneise und erst ab 4660 m Granit.

Das Ergebnis war also für den Tunnelbau unvorteilhafter, als die Prognose erwartet hatte. Statt Spuren von Dolomit hat man fast 500 m Trias und Carbon getroffen. Erwarten ließ sich das nach den geologischen Verhältnissen an der Erdoberfläche nicht, und ganz außerhalb aller Voraussicht lag das Auftreten der Carbonschiefer. Diese sind vielleicht samt den sie einhüllenden Triasmassen von Süden herbeigeschleppt. Vielleicht scheidet die erwähnte Grenze bei 3830 die autochthone und die übergeschobene Trias.

Die schwach geneigten Kontaktsandsteine des Tunnelprofils können mit den oberflächlich beim Gabelbach beobachtbaren nicht zusammenhängen. Wahrscheinlich bildet der Gneis Keile wie anderswo am Nordrand des Aarmassivs.

Der malmführende Jungfraukeil, den Verf. zusammen mit TRUNINGER [s. d. vorhergehende Ref.] im Bereich des Lötschbergtunnels angenommen hatte, ist im Tunnel auf der Südseite tatsächlich angetroffen worden. Wahrscheinlich ist die südwestliche Fortsetzung des Jungfraukeils die gleichfalls malmführende Sedimentzone von Chamonix. Das Gasterengranitmassiv entspricht den Aiguilles rouges und der südliche Teil des Aarmassivs dem Mont-Blanc. Das Carbon im nördlichen Teil des Lötschbergtunnels ist die nordöstliche Fortsetzung des Carbonbandes, das bei Saillon im Wallis verschwindet, aber nach FELLEBERG an der Sattellegi und bei Unterferdenen nochmal wieder auftritt.

Die Decke, die Balmhorn, Doldenhorn und Fisistöcke bilden, entspricht der Dent de Morcles-Dent du Midi-Deckfalte. BUXTORF möchte deshalb die Bezeichnung Morcles-Doldenhorndecke vorschlagen. Die Gellihorn-Zwischendecke entspricht nach SCHARDT der Diableretsdecke.

Otto Wilckens.

---

**E. Truninger:** Geologisch-petrographische Studien am Gasterenmassiv. Inaug.-Diss. Bern 1911. und Mitt. d. Naturf. Ges. Bern.

Das Untersuchungsgebiet TRUNINGER's liegt im westlichen Teil des Aarmassivs zwischen den Doldenhörnern und der Blümlisalpgruppe im Norden und dem Tal der Lonza im Süden, Balm- und Ferdenrothorn im Westen, Muthorn, Tschingelhorn und Lauterbrunner Breithorn im Osten. Große Teile dieser vorwiegend aus Granit aufgebauten Gebirgsmasse sind von Firn und Gletschern bedeckt.

A. Petrographische Beschreibung der Gesteine des Gasterenmassivs. Der Haupttypus des Gasterengranits ist ein hypidiomorph mittel- bis feinkörniges Gemenge von vorherrschendem Plagioklas, weißem Orthoklas, farblosem Quarz und dunkelbraunem Biotit. Die Grundfarbe des Gesteins ist weiß bis grau. Untergeordnet tritt pfrsichblütroter Feldspat auf,

der dem von der SW.-Seite der Aiguilles rouges gleicht. Der Biotit zeigt ausgezeichnet die sechsseitige Tafelform. Der Kalknatronfeldspat ist Albit oder saurer Oligoklasalbit. Der Orthoklas zeigt mikroperthitische Durchwachsung mit Albit. Zurücktretende Gemengteile sind Kaliglimmer, Apatit, Zirkon, Titanit, Pyrit. Stellenweise nimmt der Granit durch Zurücktreten des Glimmers und stärkeres Vorwalten des Quarzes saureren Charakter an und zeigt ein mikroskopisches, porphyrtartiges Gefüge (Granitporphyr). Die Grundmasse ist granophyrisch. Ferner findet sich Quarzporphyr und Hornblendeporphyr (nach V. TURNAU Gang am Südfuß des Birghorns).

Am SO.-Rande des Massivs, d. h. im Hintergrunde der Pfaffler- und des Jägitalen, nimmt der Gasterengranit die strukturellen Merkmale der südwärts folgenden Gneise an. Der Biotit ist durch Chloritisierung schwärzlichgrün gefärbt und tritt stark zurück. Die Plagioklase zeigen besonders feine Zwillingslamellierung, der Orthoklas stärkere perthitische Durchwachsung, der Quarz ist gepreßt und löscht undulös aus. Als neue, dem gewöhnlichen Gasterengranit völlig fremde akzessorische Gemengteile finden sich Orthit und Granat. Der nördliche Teil der südlich vom Massiv folgenden Gneise stellt eine flaserig struierte Modifikation des Gasterengranits dar. Die Randzone des Massivs zeichnet sich durch das Vorkommen von Gesteinen aus, die durch Gebirgsdruck verändert sind. An Spaltungsgesteinen kommen Aplite und Pegmatite vor.

B. Kontakterscheinungen am Gasterenmassiv. Im Hintergrunde des Gasterentales am Absturze des überhangenden Kanderfirns entdeckte Verf. eine Kontaktzone des Gasterengranites, die auf 450—500 m im Streichen und ebenso quer dazu aufgeschlossen ist. Sie wird von mehreren kleinen Überschiebungen durchsetzt, von denen die größte mit der Bildung einer Dislokationsbreccie verbunden ist, die wegen ihrer Ähnlichkeit mit den von BÜCKING aus dem Granit- und Gneisgebiet von Markirch beschriebenen Interesse beansprucht.

In der Kontaktzone läßt sich eine innere Assimilationszone und eine äußere Injektionszone unterscheiden. Die erstere zeigt drei größere, 10—20 m mächtige injizierte Schieferpakete und dazwischen 2—4 m mächtige Schieferhornfelse (aus Biotit und Quarz), die von Aplitadern durchsetzt werden. Pegmatit- und Aplitgänge, Kalkeinlagerungen, Marmor, Kalksilikatfelse vervollständigen das Bild dieses Komplexes, der gegen Süden an eine pinitführende Abart des Gasterengranits, nach Norden an einen hornblendearmen Tonalit angrenzt. Der letztere wird durch eine Dislokation abgeschnitten und es folgt dann nördlich die Injektionszone mit ihren ziemlich feinkörnigen, oft hornfelsartig dichten, chloritreichen Gneisen, zwischen denen Massen von Quarzglimmer- und Glimmerdioriten sowie dioritische Gänge aufsetzen, die Differentiationspunkte des Magmas darstellen. Den obersten Teil der Injektionszone bilden quarzreiche Kontaktsandsteine, z. T. mit reichlichem Turmalin Gehalt. Damit schließt das Massiv. Die auflagernden Triassedimente sind unverändert.

Auf der Nord- und auf der Südseite fehlen, abgesehen von dieser einen Stelle am Nordrande, alle Kontakterscheinungen.

Das Alter der Granitintrusion ist sicher vortriadisch. Über die ursprüngliche Lagerungsform konnte nichts ermittelt werden. Ein Parallelismus

zwischen der Grenzfläche der Intrusivmasse und den Schichtflächen der eingeschlossenen Schiefer besteht nicht.

Die Arbeit enthält folgende Analysen:

	A.	B.	C.	D.	E.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	67,62	67,76	64,27	59,83	62,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,60	15,44	16,85	20,14	17,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,42	1,18	1,39	2,64	} 3,18
FeO . . . . .	2,68	4,03	3,94	4,35	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	Spur	Spur	Spur	0,23
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	0,56	0,52	0,57	0,42
SO <sub>3</sub> . . . . .	—	0,23	1,31	0,44	3,19
CaO . . . . .	1,86	0,70	1,43	1,54	6,62
MgO . . . . .	1,02	1,03	1,64	2,04	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	3,86	5,25	4,43	4,29	2,38
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,12	0,01	2,06	1,34	2,66
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,28	0,36	0,17	0,26	0,17
Glühverlust . . . . .	1,50	3,61	2,84	3,09	1,52
	99,28	100,16	100,85	100,53	100,90
Spez. Gew. . . . .	2,67	2,77	2,70	2,82	

A. Gasterengranit, B. Breccie an der Überschiebung, C. Quarzglimmerdiorit, D. Glimmerdiorit, E. Granodiorit.

Otto Wilckens.

**A. Baltzer:** Die intrusive Granit(Protogin)zone des westlichen Aarmassivs. (Ecl. geol. Helv. 11. 280—282.)

Die genetisch einheitliche Masse des zentralen Aargranitmassivs zeigt eine „Multiformität“ der tektonischen Erscheinung, nämlich a) eine domförmige mit auf dem Scheitel erhaltener Schieferhülle, Scheitel- und Flankenapophysen (Aletschhorn), b) stockförmige mit unregelmäßigem Querschnitt, c) wie a) mit denudierter Kappe, nach unten sich verbreiternd oder sich etwas ethmolitisch verschmälernd (Bietschhorn und Nesthorn), d) Lagertypus (zentraler und Ostteil des Aarmassivs). Den früher für diese Formen gebrauchten Ausdruck Lakkolith zieht Verf. zurück. Die Bezeichnung „Stock“ ist für a), c) und d) nicht anwendbar. Die Intrusivmassen des Aarmassivs haben ihren Raum nicht durch Aufschmelzung geschaffen; wahrscheinlicher ist ihr Aufdringen in durch Abstau entstandene Hohlräume, was Injektion ins Nebengestein unter Druck nicht ausschließt. Injektion des Granits in die Schiefer Blatt für Blatt ist im Aarmassiv nicht beobachtet. Daß die Schieferhülle diskordant zur Peripherie des Granits geschichtet ist, ist eine Folge des Deckenschubes aus Süden. Das Alter der Schieferhülle ist nur als prätriadisch bestimmbar. Die Gesamtform des Massivs ist elliptisch. Im Norden und Süden ist es mit den Sedimenten verfalltet. Zwischen dem Granit und der Schieferhülle liegen Überschiebungsflächen.

Otto Wilckens.

**E. Truninger:** Kontaktmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasterenmassiv). (Ecl. geol. Helv. 11. 484—496. 1911.)

Den Nordrand des Aarmassivs entlang beobachtet man ein unterbrochenes Band von kontaktmetamorphen Sedimentschollen. Sie sind von **BALTZER** seinerzeit als abgequetschte Stücke der Malm-Kalkkeile betrachtet worden. **SAUER** und **HUGI** sind für die kontaktmetamorphe Beschaffenheit eingetreten. Tatsächlich zeigen die Kalkkeile im Gebiet des Gasterengranites eine rein mechanische Veränderung. Verf. fand nun im Hintergrunde des Gasterentales eine sehr schön aufgeschlossene Kontaktzone. In dieser Kontaktzone, die Verf. früher beschrieben hat, liegt ein Teil der ursprünglichen Randzone des Massivs vor, das übrige Massiv ist von Norden darüber hinaufgeschoben. Der Lötschbergtunnel hat in 250 m Tiefe unter dem Granit des Brandhubel ähnliche Kontaktgesteine angetroffen. Wahrscheinlich ist der ganze Nordrand des Aarmassivs ein Stück nach Norden übergeschoben. Im Gasterengranit und im Innertkirchner Granit (nördliche Gneiszone) streichen die eingelagerten Kontaktchollen in gleicher Richtung. Der Innertkirchner Granit muß als die von Sedimentmaterial durchtränkte Assimilationszone des nördlichen Gneises (resp. Gasterengranits) bezeichnet werden. Die heutige Oberflächenform der alpinen Intrusivmassen ist so sehr durch tektonische Vorgänge und durch die Abtragung beeinflusst, daß es sehr gewagt erscheinen muß, etwas über die primäre Form dieser Intrusionen auszusagen. Das Alter der Intrusion kann nicht genauer als vortriadisch (wahrscheinlich permocarbonisch) bezeichnet werden.

**Otto Wilckens.**

**J. H. E. Helgers:** Beiträge zur Geologie des westlichen Lauterbrunnentales. Inaug.-Diss. Bern 1905. 64 p. 4 Taf.

Das Untersuchungsgebiet des Verf.'s liegt zwischen dem Thuner See von Leissigen bis Interlaken im Norden, der weißen Lutschine bis Stechelberg im Osten, Sefinental—Boganggenalp im Süden und der Linie Schilthorn—Schwalmern—Morgenberghorn im Westen.

Den größten Teil der Arbeit nimmt die geologische Lokalbeschreibung ein. Sie gliedert sich in: 1. Umgebung von Leissigen, 2. Morgenberghornkette, 3. Bellenhöchst-Sulegggruppe, 4. Schwalmerngruppe, Lohhörner und oberes Saustal, 5. Schilthorn und Schwarzbirggruppe, 6. Lauterbrunnen-Sefinental. Die Schichtfolge des Gebietes ist: Dogger, Malm, Unterkreide, Urgo-Aptien, Gault, Seewenkalk, Alttertiär. [Die vom Verf. zum Oligocän gerechneten Leimernschichten sind inzwischen als exotische Kreide erkannt worden. Ref.] Das erste tektonische Glied südlich vom Thuner See ist eine liegende Tertiärmulde, zu deren hangendem Schenkel die Kreidemasse der Morgenberghornkette gehört. Auf der rechten Seite des Saxentales an der Rotenegg, dem Schlipfwengi und der Bellenalp liegen Berriasmulden im Malm. Die Ostseite des Bellenhöchst besteht aus Malm. Die beiden Seiten des Saustales korrespondieren miteinander. Kilchfluh und Weißbirg zeigen beide eine C-Falte aus Malm. Die Juramassen der Lohhörner, des Hohgant- und Drettenhorns schwimmen

auf Kreide. Die Schilthornmasse ist ebenfalls übergeschoben. Im Lauterbrunnental erhebt sich eine Malmwand und im Sefinental trifft man ein Falten-system aus Tertiär.

Verf. erkennt zwei Möglichkeiten für die Deutung der Lagerungsverhältnisse: entweder muß man eine liegende oder eine sogen. Ambosfalte annehmen.

1. Annahme einer liegenden Falte: Die ganze Kalkmasse der westlich des Lauterbrunnentales gelegenen Abhänge stellt eine große, liegende, wurzellose, von Süden her kommende Falte dar, von der fast nur der Gewölbeschenkel vorhanden ist. In der Morgenberghornkette beginnt die Sattelbiegung dieser Falte. Mäderegg und Kuhmattenfluh liegen im Bereich einer Rückfalte des Gewölbeschenkels. Die Überschiebungsmasse des Schilthorn-Schwarzberg kommt aus Süden. Das Tertiär des Sefinentales hängt mit dem des Südufers des Thunersees direkt zusammen. Die Malmwand des Lauterbrunnentales gehört zum Muldenschenkel.

2. Annahme einer Ambosfalte: Das Tertiär am Thunersee und das des Sefinentales hängen nicht zusammen, sondern bilden Mulden, die sich im Innern des Gebirges schließen. Die Ambosfalte ist in sich wieder reich gefaltet.

Eine Entscheidung, welche der beiden Hypothesen die bessere ist, trifft Verf. nicht.

**Otto Wilkens.**

**E. Gerber:** Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaler Alpen. (Inaug.-Diss. Bern und N. Denkschr. d. allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw. 40. Abh. 2. 21—88. 3 Taf. 1905.)

Das vom Verf. untersuchte Gebiet liegt unmittelbar südwestlich von demjenigen, das HELGERS bearbeitet hat (vergl. das vorhergehende Referat), wird also im Osten durch die Linie Morgenberghorn—Höchstschwalmern—Schilthorn begrenzt, während es im Westen bis an das Kiental reicht.

Der erste Teil der Arbeit bringt die Detailbeschreibung der einzelnen Gebirgsabschnitte, nämlich der Standfluh, des Suldtales, der Dreispitzgruppe, der Andristgruppe, der Schwalmerngruppe, der Hundshorn-Schilthorngruppe und der Büttlassen-Gspaltenhorngruppe.

Der zweite Teil behandelt die Stratigraphie. In stratigraphischer Hinsicht unterscheiden sich die „inneren Kalkalpen“, d. h. die südlichste Gruppe, von den „mittleren Kalkalpen“, d. h. den nördlichen Gruppen. Die Alpen nördlich der Habkernmulde, die in der Arbeit nicht mehr behandelt werden, bilden die „äußeren Kalkalpen“.

Die „mittleren Kalkalpen“ umfassen alle oben genannten Gruppen außer der Büttlassen-Gspaltenhorngruppe. Vom unteren Lias bis zum Oligocän weisen sie, wenn man vom Fehlen der oberen Kreide in der Standfluhgruppe absieht, eine vollständige Schichtfolge auf. Das jüngste Gestein ist der Flysch, der aus dunklen, tonigen, glimmerreichen Schiefen und Sandsteinen besteht. Darunter liegt der Taveyannazsandstein, mit dem oft dünnplattige, dunkle Schiefer abwechseln. Für die Leimernschiefer, in deren Streichrichtung nach SW. hin die Klippengesteine des Fahrnitalobels liegen, kommt außer tertiärem auch noch obercretacisches Alter (Couches rouges) und Klippenfazies

in Frage. Die Stadschiefer sind dagegen sicher tertiär; denn sie führen außer den auch in den Leimernschiefern so massenhaften und z. T. sehr schön erhaltenen Globigerinen auch Nummuliten. Darunter folgt das Bartonien, glaukonitische Sandkalke mit Nummuliten und anderen Versteinerungen, dann das Parisien mit harten Kalken und Quarzsandsteinen. Diese Stufe liegt meist auf Seewenkalk, am Littlihorn auf Seewenmergeln, über Feißbergli und in der Standfluhgruppe auf Urgon. Der Seewenkalk ist enorm reich an *Pilhonella ovalis* LOR. Unter ihm liegen die *Bergeri*- und *Concentricus*-Schichten des Gault, wie Verf. schreibt, d. h. z. T. des Cenomans. Es sind helle glaukonitische Kalke, 1 m mächtig. Im unteren Teil ist die Schicht vollständig von Inoceramen erfüllt. Der Schrattenkalk ist oft voll von Requienien, er ist oolithisch, reich an Milioliden, Textularien, Rotalien. *Orbitulina lenticularis* hat sich nur einmal gezeigt. Neocom und Berrias können nicht weiter gegliedert werden. Es sind dichte, feine Kalke, gelb anwitternde Sandsteine, Crinoidenbreccien, dünnplattige Schiefer, oolithische Kalke. An Fossilien fanden sich *Terebratula diphryoides* und *Belemnites latus*, *Cidaris alpina*, Fischzähne, Aptychen. Der *Tenulobatus*-Horizont ist gut charakterisiert. Er ist 30—50 m mächtig, gleicht dem Schrattenkalk. Die Mikrofauna besteht aus Radiolarien. Daneben findet man Belemniten und Aptychen. Der Schiltkalk besteht aus dünnplattigen oder geschieferten Kalken mit Perisphincten. Das Oxford wird durch dunkle, tonige, glänzende Schiefer, gelbliche, etwas sandige Kalkplatten vertreten. Es kommen in dieser Stufe Perisphincten, *Phylloceras tortisulcatum*, *Belemnites hastatus* und andere Fossilien vor. Der Eisenoolith des obersten Doggers ist sehr schwach entwickelt, besser der darunter folgende belemnitenreiche oolithische Spatkalk. Der untere Dogger besteht aus grauen, sandigen Kalkschiefern mit eisenhaltigen braunen Knollen und knorrigen, eisenschüssigen Sandschiefern, dunklen, weichen, glimmerigen Tonschiefern u. dergl. Fossilien: Belemniten und kostate Trigonien. Der Lias besteht aus dunklen Kalken, Sandkalken und -schiefern und Quarziten. Über Steinenberg fanden sich: *Gryphaea arcuata*, *Pentacrinus tuberculatus*, *Arietites raricostatus*, *Belemnites* cf. *aduncatus* MILL. Dunkle Mergelschiefer entsprechen dem untersten Lias (Insektenmergel).

Schichtfolge der „inneren Kalkalpen“, die den südlichen Teil der mittleren Kalkalpen unterteufen. Tertiär, bestehend aus Taveyannazsandstein, gelben harten und dunklen weichen Schiefen mit Orbitoiden und Lithothamnien, dunklen kompakten Kalken mit Orbitoiden, Lithothamnien und Korallen, kalkigem Quarzsandstein mit Lithothamnien und Nummuliten, endlich einer Breccie. Als Kreide betrachtet Verf. den „Tschingelkalk“, marmorisierte Sandkalke, deren Quarzgehalt gegen Malm und deren Belemniten und Oolithe gegen Tertiär sprechen. Darunter liegt der Hochgebirgskalk des Malm, teils schieferige, teils kompakte dunkle, splitterige Kalke, darunter folgende Typen: geschieferte, dunkle oolithische Kalke mit *Apiocrinus*-Stielgliedern und Textularien, desgleichen dickplattiger mit Belemniten, auch mit Zähnen von *Strophodus subreticulatus* AG. — In der Basis des Hochgebirgskalkes liegen 10 m schwarze, knotige, seidenglänzend anwitternde Schiefer mit bläulichen Flecken (Birmenstorfer Schichten). Darunter folgt  $\frac{1}{2}$ —15 m

mächtiger schwarzer, rötlich und grünlich gefleckter Kalk (Bathonien und Callovien ?), dann 8—20 m Echinodermenbreccie, stellenweise durch Sandkalke und Quarzite vertreten, am Tschingelfirn auch durch eine Breccie aus Kalkspat, Quarz und Dolomit. Die Dolomitbrocken sind  $\frac{1}{2}$  mm bis 2 cm groß. An der Basis der Echinodermenkalke treten dunkle, glänzende, rötlich anwitternde Schiefer auf, die ockerige, härtere Partien mit *Pentacrinus*-Stielgliedern einschließen. Darunter folgen die „Zwischenbildungen“ (Trias und Verrucano), oben beginnend mit grünen, roten und intensiv gelb anwitternden dolomitischen Schiefen (Quartenschiefern). Die gelben Dolomite sind auf frischen Bruchflächen bläulichgrau und neigen zur Bildung kompakter Bänke, die grünen und roten Gesteine sind ausnahmslos geschiefert. In der Basis der bunten Schiefer erscheinen helle Quarzite von 0,20—3 m Mächtigkeit. In diesen machte GERBER den wichtigen und hochinteressanten Fund einer *Equisetum*-Art, des ersten Fossils aus der helvetischen Trias. Er bestimmte ihn als *Equisetum* cf. *Mytharum* Hr., den HEER zwischen den Mythen entdeckte. Wahrscheinlich handelt es sich hier um die Lettenkohlengruppe des unteren Keupers. Die unteren Dolomite, die darunter folgen, sind 20—30 m mächtig. Oben sind sie mehr bläulichgrau, unten mehr gelblich. In den oberen Schichten fand GERBER am Steinenberg eine Muschel, nach ROLLIER *Pleuromya musculooides* (aus dem Muschelkalk). Dies ist der erste Fossilfund in den „Zwischenbildungen“ und von großem Interesse. [Da neuerdings von anderer Seite das Verdienst, die ersten Fossilien im Röthidolomit entdeckt zu haben, in Anspruch genommen worden ist, möge hier GERBER'S Verdienst ausdrücklich hervorgehoben werden. Ref.] Nach unten gehen die Dolomite in Rauhwaacke über und endlich bilden 2—3 m Verrucano in Form eines hellen Konglomerats oder grünlicher, dolomitischer Schiefer die Unterlage.

**Tektonik.** Der Bau der „mittleren Kalkalpen“ wird durch das Phänomen liegender Falten charakterisiert, die besonders gut am Malm verfolgt werden können, desgleichen am Urgon, während Dogger und unterste Kreide oft unentwirrbar gefaltet sind, aber in dem großen Zuge der Tektonik mit den härteren Gesteinskomplexen übereinstimmen. Im Streichen treten nicht unwesentliche Änderungen im Faltenbau ein. Auch die „inneren Kalkalpen“ werden aus liegenden Falten aufgebaut. Sie schießen unter die mittleren Kalkalpen ein. Es liegt hier ein Analogon zur Glarner Schlinge vor. Verf. sieht zwei Möglichkeiten, wie man die Entstehung der Lagerungsverhältnisse deuten kann: der nördliche Schichtkomplex ist entweder eine wurzellose, von Süden nach Norden übergeschobene Masse, oder er besitzt seine Wurzel im Norden und ist nach Süden übergelegt. Als Gründe, die für die erstere Auffassung sprechen, sind anzuführen: Beinahe alle Falten der mittleren Kalkalpen sind nach Norden übergelegt; von der Sefinenfurgge bis zur Linie Tschingel—Lauterbrunnen ist die Überschiebung nachweisbar; die Strecke Tschingel—Spiggenschlucht ist mit ihrer Länge von 2 km für eine Wurzel des mehr als 8 km langen Schichtkomplexes zu kurz; die Umbiegungen der liegenden Mulde lassen sich nicht beobachten.

Gegen den Schub aus Süden sprechen: der Mangel einer Überschiebungsbreccie am anormalen Kontakt; das Fehlen des Lochseitenkalkes spricht nicht

gegen die Existenz von Falten; nach HEIM zeigen lokale Depressionen die Tendenz, sich überfalten zu lassen; der Faziesunterschied zwischen beiden Komplexen ist nicht sehr groß.

Verf. neigt daher mehr zur Annahme einer Wurzel im Norden. [Wir nehmen an, daß er das heute wohl nicht mehr tun würde. Die Argumente gegen den Schub aus Süden sind alle hinfällig. Ref.]

Otto Wilckens.

**A. Troesch:** Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaler Alpen (Blümlisalpgruppe). (Ecl. geol. Helv. 10. 63—152. Taf. 4. 1908. Auch Inaug.-Diss. Bern 1908.)

Das Untersuchungsgebiet des Verf.'s liegt im Berner Oberland zwischen der Kien im Osten und Nordosten, den Gipfeln der Blümlisalp im Süden und der Linie Fisistöcke—Birre—Gießenengrat im Westen. Es schließt sich westlich an das von GERBER bearbeitete Gebiet (vergl. das vorhergehende Referat) an. Die wichtigsten Teile des Gebirges sind: die Blümlisalp-Doldenhorngruppe, die Dündenhorn-Bundstockgruppe, die Ärmighorn-Bachfluhgruppe und das Gerihorn.

**Stratigraphie.** Es sind im Bereich der westlichen Kientaler Alpen zwei verschiedene Schichtsysteme ausgebildet, die tektonisch verschiedenen Elementen angehören. GERBER hat diese beiden Stücke als mittlere und innere Kalkalpen bezeichnet, man kann sie auch „Decke“ und „Basis“ nennen. Hinzu kommt dann noch ein Vorkommen von exotischen Gesteinen im Farnitobel (Seitental der Kien).

**I. Schichtfolge der mittleren Kalkalpen (Decke).** Das Tertiär zeigt folgende Glieder: Flysch, dunklen, tonigen, glimmerhaltigen Schiefer in Wechsellagerung mit Sandsteinbänken und graugrünlichem, glasigem Quarzsandstein. In den Schiefen kommt Niesenbreccie vor, die Dolomitbrocken und Gneiseinschlüsse aufweist. Ferner: Leimernflysch mit Globigerinen, hellgraue Nummulitenkalke und Sandsteine, schokoladenbraune Kalkmergel mit sandig-schwammiger Verwitterungs Oberfläche, mit Globigerinen, Rotalien und Glaukonit, sodann blaugraue Orbitoidenkalke, Wulstsandsteine. Dies alles ist Bartonstufe. Die Pariser Stufe wird durch harte, graue Kalke mit großen Quarzkörnern mit Nummuliten und Orbitoiden gebildet. Das jüngste Glied der Kreide ist der Seewenkalk. Er ist dicht, hellgrau, voll von *Pithonella ovalis* LOR. Nach unten folgt der Gault in Gestalt von 4 m mächtigen *Concentricus*-Schichten mit dem Leitfossil. Das Urgon ist ein grauer, dichter, hell anwitternder oolithischer Kalk mit viel Milioliden. 1—2 m mächtige Aptschichten zeigen massenhaft *Orbitulina lenticularis*. Neocom und Berrias sind schwer zu trennen. Das letztere besteht aus grauen Mergelschiefen und Kalken, ersteres aus dunklem, tonigem, mehr oder weniger sandigem Kalk, Echinodermenbreccie und schwarzen Schiefen. Der Jura beginnt mit Malm, dessen oberes Glied ein dichter, feiner, hellgrauer bis sammetschwarzer Kalk ist (Hochgebirgskalk), darunter liegt in geringer Mächtigkeit der Schiltkalk (Vertreter des Birnenstorfer Horizontes). Der obere Dogger besteht aus Eisenolith mit

stark wechselndem Gehalt an Oolithen und relativ viel Fossilien. Darunter folgt der *Parkinsoni*-Oolith und das Bajocien nebst den *Opalinus*-Schiefern. Lias findet sich nur am Bundstock. Oberer, mittlerer und unterer sind durch Fossilien nachweisbar.

II. Schichtfolge der inneren Kalkalpen (Basis). Das Tertiär ist schwer gliederbar. Immerhin konnte mancherorts Flysch erkannt, ferner der Taveyannazsandstein ausgeschieden werden. Ferner finden sich Schiefer und Kalke mit Lithothamnien, Korallen und kleinen Nummuliten, Orbitoiden- und Nummulitenkalke und Quarzsandsteine des Barton, stets mit kleinen Nummuliten (nur bis 2 mm), und Mitteleocän (Pariser Stufe), wozu die Cerithien- oder Diableretsschichten gehören, tiefschwarze Kalke mit schwer bestimmbar Schneckens und Muscheln. Endlich sind bemerkenswert die Bohnerzbildungen der Fisistöcke. — Seewenschichten und Gault fehlen. Den „Tschingelkalk“ betrachtet Verf. als Vertretung der Kreide vom Urgon an aufwärts. Der Kalk zeigt einen raschen Wechsel im petrographischen Habitus und in der Farbe. Teils ist er durch kieselige Beschaffenheit, teils durch Bänderung ausgezeichnet. Letztere beruht auf Wechsel in der Kieseligkeit. Neocom und Malm sind im Handstück nicht zu unterscheiden, doch konnte TROESCH auf Grund von Fossilfunden Berrias abtrennen. Der Malm ist mächtiger als in der Decke. Oben liegt in ihm eine Breccie. Der obere Dogger ist durch grauen, kieseligen Kalk, der untere durch dunkle Spatkalke mit schwarzen Kieselknauern und durch brecciösen Spatkalk mit Dolomitbrocken, Quarzit und *Opalinus*-Schiefer vertreten. Lias ist nicht sicher nachweisbar.

III. Klippenfazies. Trias, bestehend aus roten und grünen Sandsteinen, Quarziten und Gips, bunten, fettigen Mergeln, Rauhwacke und dickbankigen, hellen Dolomiten, sowie Lias des Fahrmitales, von MOESCH entdeckt, aber nicht wieder auffindbar, wohl wegen Überrollung.

Zur Tektonik. Der Bau der inneren Kalkalpen zeigt liegende Falten, z. T. sind es sogar tauchende, wie BERTRAND und GOLLIEZ sie genannt haben. Der Ostabsturz der Wilden Frau und der Westabsturz des Blümlisalphorns zeigen prachtvolle Falten. Die Decke besteht im nördlichen und südwestlichen Teil aus dem hangenden Schenkel eines Gewölbes, dessen Mittelschenkel den südöstlichen Teil der Decke bildet. Die Decke ist über die Basis geschoben und nach BERTRAND und GOLLIEZ wären die mittleren Kalkalpen wurzellos. Auch Verf. kommt zu dem Schluß, daß auf der „Basis“ eine wurzellose Decke in Form einer von Süden hergeschobenen Falte aufliegt. Basis und Decke sind miteinander verfaltet. Die Decke liegt in einer quer gerichteten Mulde der Basis. Der Decke entspricht das Gewölbe des Lohners und des Gelliorns, die Falten des Fisistocks entsprechen denen der Wilden Frau.

Otto Wilkens.

**A. Helgers:** Die Lohnerkette. Bern 1909. 20 p. 2 Taf.

Die Mitteilung beabsichtigt, eine Darstellung des Gebirgsbaus der Lohnerkette auf der linken Kandertalseite zu geben. Die Stratigraphie soll später dargestellt werden. Im Bereich der helvetischen Schubmassen läßt sich eine

Dreigliederung vornehmen in: die autochthone Basis, das Deckengebirge mit seinen Frontallappen und das helvetische Schollengebirge. Die Lohnerkette stellt einen aus SO. hergeschobenen, wurzellos auf der tertiären Unterlage ruhenden Faltenkomplex dar. Das Elsighorn ist ein von der autochthonen Basis abgelöstes Stück, das von der Lohnerdecke vorwärts geschoben wurde und sich, im Flysch eingepackt, selbständig faltete. Zum „Schollengebirge“ gehören Gerihorn, Standfluh, Hutmaadgewölbe, Buchholzkopf, Beatenberg, Hohgant, Schrattenfluh, Schafmatt, Pilatus. Südöstlich des Schollengebirges folgen die großen Flyschmulden von Leimern, Habkern, Sarnen, deren Tertiär dem Deckengebirge als Gleitfläche diente. Zum Deckengebirge gehören: Lohnerkette, First, dann das Aermighorn auf der rechten Kanderseite, Dreispitz, Morgenberghornkette, Brienergrat, Unterwaldner und Urner Kalkalpen. Eine Abtrennung des Schollengebirges und des Kreidezuges Morgenberghorn—Brienergrat als höhere Decke hält Verf. nicht für richtig.

Der Flysch ist wohl größtenteils als ein Trümmerwerkhorizont aufzufassen, besonders mit Rücksicht auf die Beschaffenheit der Leimernschichten mit ihren eingestreuten Blöcken von Niesenbreccie, Wildflysch, Couches rouges und Dogger. HELGERS nimmt an, daß sich dieser Trümmerhorizont ganz oberhalb des autochthonen Gebirges hin erstreckt. Auch die Satteldecke zeichnet er in seinem „Schema des Gebirgsbaus zwischen Beatenberg und dem Aarmassiv“ als einen von der Tiefe her kommenden Durchtritt dieses Horizontes.

[Verf. vertritt also eine von der LUGEON'schen ziemlich abweichende Auffassung. Eine Beurteilung derselben muß bis zum Erscheinen einer ausführlichen Begründung zurückgestellt werden. Ref.] **Otto Wilkens.**

**E. Gerber:** Die Standfluh, ein wurzelloses Schollengebirge. (Ecl. geol. Helv. 11. 323—353. 1910.)

Die Standfluh liegt im Berner Oberland zwischen Kander-, Kien- und Suldtal. An ihrem Aufbau beteiligen sich Sedimente von drei stratigraphisch-tektonischen Einheiten: Niederhorndecke, Decke der Zone des Cols und basale Trümmermasse (meist von der Gellihornzwischendecke stammend).

Die Niederhorndecke ist eine untere Teildecke der Wildhorndecke. Ihre Schichtfolge beginnt mit Valendisgesteinen (Kalken und Mergeln), über denen ca. 300 m Hauterive-Kieselkalke folgen. Es folgen 20 m Drusbergschiefer, 80—100 m Schrattenkalk und dann transgredierend das Eocän. Dies beginnt mit 100 m Hohgantsandstein. Er ist dunkelbraun bis zuckerweiß und schließt Nester von kleinen Nummuliten und Orbitoiden ein. Er entspricht dem Auversien. Darüber folgt die Priabona-Stufe, 70—100 m Flysch und Lithothamnienkalk.

Die Klippendecke [wie Verf. sie nennt; der Name ist bereits für die Decke der mittleren Voralpen vergeben, Verf. meint die Decke der Paßzone. Ref.] beginnt mit Neocom-Fleckenkalken und Fleckenmergeln. Die Couches rouges sind nur durch hellgraue Kalke vertreten. Der „Wildflysch-Klippen flysch“ besteht aus schwarzen, stark gewurstelten Mergeln und harten Sand

steinen. In ihm finden sich zahlreiche exotische Blöcke, nämlich Rauhwanke, Niesenbreccie, Ölquarzite, Couches rouges, Neocomkalk, Dolomit und Kalk mit Brocken von Granit und Gneis. Diese Klippengesteine sind lokal intensiv durcheinander geknetet.

Zur Gellihornzwisehndecke gehören Anhäufungen von Traveyannazsandstein mit Flyschschiefern, die im Kiental mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreichen. Der Sandstein ist durch den Nordwestschub der Dreispitzdecke (= Wildhorndecke) von seiner Unterlage abgeschürft. Am Nordrand der basalen Trümmermasse liegen Gesteine der Klippen, auch finden sich Gesteine der Niederhorndecke.

An diluvialen Bildungen sind Moränen, Schotter und Felsrutschmassen zu verzeichnen.

Verf. fügt noch einige Bemerkungen über die Gesteine der Dreispitzdecke an. Die Sandsteine des Gargasien (Brisi-Schichten ARN. HERM's) ruhen unter Fehlen des Lüttere Zug-Horizontes direkt auf Schrattenkalk und gehen nach oben in die Echinodermenbreccie über. Knollenkalk und *Bergeri*-Schichten fehlen. Gegen SW. fehlen auch die Seewengesteine. Die Grenze zwischen Äuversien und Priabona-Stufe wird durch Lithothamnienkalk bezeichnet.

Die Tektonik der Standfluhgruppe erläutert Verf. durch drei NW.—SO.-Profile. Zwischen der durch Längsbrüche zerteilten Dreispitzmasse und der durch N.—S.-Brüche zerlegten Standfluhgruppe liegt die exotische Masse der Renggalp. Das Profil Höchstfluh—Engel zeigt die Auflagerung dieser beiden Massen auf der basalen Trümmermasse. Bemerkenswert ist, daß in die liegende Mulde zwischen Morgenberghorn und Hutmaad Klippengesteine eingefaltet sind. Die Klippe der Renggalp stand jedenfalls mit der Engelalp und der Letzeklippe in Verbindung. Die Schollen der Standfluhgruppe sind durch Verwerfungen von bis 200 m Sprunghöhe gegeneinander verschoben. Sie sinken treppenförmig gegen das Suldtal und gegen den Thuner See hin ab. Als Ursache dieses Absinkens betrachtet Verf. den Abfall der basalen Trümmermasse gegen das Suldtal zu. Er zeichnet auf seinen Profilen die Verwerfungen nur bis an die basale Trümmermasse heran.

Otto Wilckens.

**P. Beck:** Über den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Nagelfluh. (Ecl. geol. Helv. 11. 497—518. 1 Tab. 1911.)

Die Arbeit ist eine Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse, die Verf. bei der Untersuchung des Gebirges nördlich von Interlaken gewonnen hat.

Verf. unterscheidet im Interlakener Gebiet folgende tektonischen Einheiten:

- |                                   |   |                        |
|-----------------------------------|---|------------------------|
| III. Klippendecken . . . . .      | { | 5. Mediane Präalpen.   |
|                                   | { | 4. Habkerndecke.       |
| II. Helvetische Decken . . . . .  | { | 3. Augstmatthorndecke. |
|                                   | { | 2. Niederhorndecke.    |
| I. Autochthones Gebirge . . . . . |   | 1. Subalpine Molasse.  |

1. Die subalpine Molasse bildet in Form von Nagelfluh, Sandsteinen und Mergeln das Alpenvorland östlich des Thuner Sees. In der Nagelfluh treten neben Geröllen von unbekannter Herkunft exotische Gesteine der Habkerndecke auf, nämlich weißliche und rote Granite, Milchquarze, polygene Breccien, Dolomit, Tithonkalke, Couches rouges und grüne Quarzite sowie hohgant ähnliche Sandsteine. Nach NO. nehmen die Sandeinlagerungen zu; die Mündung des Molasseflusses, der die Deltabildung erzeugt hat, liegt also wahrscheinlich im Bereich des jetzigen Thuner Sees. Die Molasse fällt mit 20—30° gegen den Alpenrand. Sie leistete den vordringenden Alpendecken passiven Widerstand.

2. Die Niederhorndecke ist der durch die höheren helvetischen und die Klippendecken losgeschürfte und nach Norden geschobene Kreide-Eocänmantel der Wildhorndecke. Nach Buxtorf sind Bürgenstock- und Pilatusdecke Verzweigungen von ihr. In Lohner, First und Hohwang bildet die Wildhorndecke eine große, nach Norden übergelegte Antiklinale, die sich weiter nach NO. verfolgen läßt, und zwar durch Ärmighorn-Bachfluh, Dreispitz und Morgenberghorn zum Harder. Verf. nennt sie die Harderfalte. Diese ist S-förmig. Ihr unterer, C-förmiger Teil (Gollitschen—Bachfluh, Höchst) erlangt durch Bruch im Mittelschenkel Selbständigkeit; ihr gehören der Buchholzkopf am Thuner See und die Waldegg an. Wegen des axialen Gefälles der Harderfalte sind am Harder höhere Teile der Falte sichtbar als am Lohner. Vom Briener Rothorn bis gegen den Brünig ist die Harderfalte im Kieselkalk und im Valendis sehr schön erhalten. Die tieferen helvetischen Decken lösen sich von der Harderfalte schon im Lohner los. Sie bilden Gerihorn, Giesenengrat und Standfluhgruppe. Beatenberg und Sigriswylgrat gehören gleichfalls zu dem „randlichen Schollengebirge“.

3. Als Augstmattdecke werden vorläufig spärliche Reste einer höheren helvetischen Decke bezeichnet, die zwischen Kander und Brünig zu beobachten sind und wohl der Drusbergdecke entsprechen. Sie wird durch das Auftreten von Wangschichten charakterisiert. Über ihr lagern die Klippen des Arnigrates. An den Lanziszähnen westlich des Briener Rothorns beobachtet man den Kontakt zwischen den beiden helvetischen Decken mit eigentümlichen Verdoppelungserscheinungen unter den Wangschichten (Schuppenbildung).

4. Habkerndecke. Die größeren Klippen der Habkern—Wildhausmulde und der subalpinen Zone liegen auf einem exotischen Substratum, der Habkerndecke. Man muß unterscheiden zwischen einer primären, voreocänen Habkerndecke und einer jüngeren eocänen. Die primäre Decke bestand aus Granit, Gneis, Diorit, Dolomit, Rauhwake, bunten Tonen und Kalken der Trias, Kalken und Schiefen der Jura- und Kreideformation. Diese Gesteine lieferte sie wenigstens der sekundären Decke als Material. Die sekundäre Decke weist folgende Gesteine auf: Weiche, graue Sandsteine mit viel Glimmer und Knauern auf den Schichtflächen, ferner Mergelschiefer mit Chondriten, Schlierensandstein, Granitgrus mit haselnußgroßen Geschieben eines roten Granites mit Nummuliten und Orthophragminen, Quarzsandsteinbänke, polygene Breccien und Konglomerate in Blöcken, exotische Granitblöcke, endlich größere und kleinere Klippen aus oberer Kreide, Neocom, Tithon und Gips.

Die von HELGERS als Leimernschichten kartierten Schichten zwischen Buchholzkopf und Morgenberghornkette sind Eocän und obere Kreide der Habkerndecke. Es schließen sich an die Klippengesteine an der Rengg (Standfluhgruppe), die im Fahrnitobel, ferner die Klippe auf dem Knubel zwischen Giesenengrat und Ärmighorn. Die Habkerndecke füllt die weite Depression zwischen Harderfalte und Alpenrandkette aus und bildet in Unterwalden das Substratum der großen Klippen. In der Mulde Amden—Wildhaus (Churfürsten) finden sich die gleichen Verhältnisse wie bei Habkern. ARN. HEIM'S Auffassung, daß dies helvetischer Flysch sei, kann Verf. nicht teilen.

5. Zur Decke der mittleren Voralpen gehören die Klippen Leimern, Stirne und Stelli-Hinterring, mit Tithon, Neocomfleckenkalk und oberer Kreide.

6. Das Schlußkapitel der Arbeit handelt von der Entwicklung der alpinen Decken und der Entstehung der Nagelfluh. Verf. hat hiervon folgende Vorstellung: Eine Bodenschwelle trennte die helvetische Geosynklinale von dem südlich davon gelegenen Gebiet anderer Fazies. Die Entstehung dieser Bodenschwelle leitete die Bildung der voreocänen Habkerndecke ein. Diese aus dem Meere aufgetauchte Decke senkte ihre Stirn in das nördlich vorgelagerte Tertiärmeer, und aus ihren Gesteinen entstand die „jüngere Habkerndecke“. Gleichzeitig mit der Bildung dieser Decke entstanden die gewaltigen Sandsteinmassen des helvetischen Lutétien und Auversien. „Wahrscheinlich handelt es sich dabei um terrigene Sedimente der Habkerndecke.“ Zwischen dem Hohgant-sandstein und den exotischen Blöcken besteht ein ähnliches Verhältnis, wie zwischen dem Miocänsandstein des schweizerischen Mittellandes und der subalpinen Nagelfluh. Nach einer Ruhepause während des Priabonien wanderte später die sekundäre Habkerndecke, geschoben von ihren primären Teilen, nach Norden über die Flyschschiefer, wobei sie das terrigene Material für den Taveyannazsandstein und für die Ralligschichten lieferte. „Am Ende der Oligocänzeit stand die Decke in der Höhe des jetzigen Alpenrandes über dem Taveyannazsandstein und nährte während der Miocänzeit die Nagelfluh- und Molassebildung. Nur die heute noch erhaltenen Reste blieben dabei erhalten; sie wurden durch die helvetischen und präalpinen Decken geschützt. Man findet diese Reste teils über, teils unter den helvetischen Decken, letzteres ist der Fall in der subalpinen Flyschzone östlich des Thuner Sees, im Kessel von Derborence unter der Morclesdecke, bei Kandersteg am Fuß der Birre unter der Wildhorn-Niederhorndecke, im Sernftal unter den Glarner Decken auf dem autochthonen Flysch. Demnach begannen die helvetischen Decken ihre Wanderung nach bereits erfolgter hochgradiger Zerstörung der Habkerndecke, wobei sie aber auf ihrem Rücken auch exotisches Material transportierten. Gleichzeitig mit der Deckenbildung [Verf. meint wohl dieser letzten?] begann die Anlage der Täler.

[Die Hypothese des Verf.'s erfordert eine noch eingehendere Begründung, Ref. vermißt namentlich eine Darstellung des Verhaltens der höheren exotischen Decken und eine Erörterung der Möglichkeit, daß das exotische Tertiär sich im Wurzelgebiet abgelagert hat. Ref.]

Otto Wilkens.

**Ch. Sarasin:** 1. Revue géologiques suisse de 1909. (Ecl. geol. Helv. 11. 121—125. 1910.)

—: 2. Revue géologique suisse de 1910. (Ebenda. 519—570. 1911.)

Referate über Arbeiten, welche die Mineralogie, Geologie und Paläontologie der Schweiz behandeln, in französischer Sprache.

**Otto Wilckens.**

---

**E. Fleury:** Tertiaire du vallon de Soulce. (Ecl. geol. Helv. 11. 275—278. 1910.)

Bei Soulce im Delsberger Jura wurde über dem Bohnerz Tertiär beobachtet, das, aus Kalken und Mergeln aufgebaut, u. a. *Cryptomeryx Gaudryi* geliefert hat. Nach dem archaischen Charakter des gefundenen Unterkiefers glaubt STEHLIN die Ablagerung als unteres Stampien oder als obersten Sannoisien ansprechen zu dürfen.

**Otto Wilckens.**

---

**W. Paulcke:** Neue geologische Beobachtungen in den Alpen. (Ecl. geol. Helv. 11. 278—280. 1910.)

Bericht über Funde von anstehendem Nephrit in den Alpen, von Fossilien im Röthidolomit von Innertkirchen und über den Nachweis sicheren Tertiärs in den Bündner Schiefen des Antirhätikons, über was alles Verf. ausführlicher an anderen Stellen Mitteilungen gemacht hat.

**Otto Wilckens.**

---

**A. Buxtorf:** Oberflächengestaltung und geologische Geschichte des nordschweizerischen Tafeljura. (Ecl. geol. Helv. 11. 284—285. 1910.)

Die Transgressionsfläche des mittelmioocänen helvetischen Meeres ist die erste Anlage für die Hochfläche des Tafeljura. Jene ist erhalten, wo sie in harten Kalken liegt. Die Schichten des Tafeljura fallen steiler nach Süden als die sie abschneidende Transgressionsfläche. Nach Entstehung dieser muß also eine gleichsinnige Bewegung eingetreten sein wie bei der Aufrichtung der Schichten. Die vormioocänen Verwerfungen der Gegend von Gelterkinden sind nicht wieder aufgelebt. Westlich, südlich und östlich machen sich längs alten und jungen Brüchen Störungen bemerkbar, die dem Einfluß des Kettenjura zuzuschreiben sind. Leider ist die mioocäne Abrasionsfläche hier nur in ganz beschränkten Resten erhalten, so daß die Wirkung der jüngeren Störungen schwer geschätzt werden kann.

**Otto Wilckens.**

---

**A. Buxtorf:** Analogien im Gebirgsbau des schweizerischen Tafeljura und der Arabischen Wüste. (Ecl. geol. Helv. 11. 285—286. 1910.)

In der Eocäntafel der Arabischen Wüste östlich von Heluan in Unterägypten liegen Gräben mit Obermokattamschichten zwischen Horsten mit

Untermokattamschichten. Die eingesunkenen Schollen haben die Form von Keilen (Schärfe unten). Die Neigung der Verwerfungsflächen beträgt 55—80°. Diese tektonischen Verhältnisse sind denen des nordschweizerischen Tafeljura und des Dinkelberges bei Basel analog. **Otto Wilckens.**

---

**P. ArbENZ:** Die tektonische Stellung der Urirotstockgruppe. (Ecl. geol. Helv. 11. 287. 1910.)

Die Jurafalten der Hutstock-Widderfeldgruppe sind der Jurakern der Brisen-Drusbergdecke. Unter ihnen liegt der Jura der Jochpaß-Scheideggstockregion, aus der sich gegen Osten das Urirotstockmassiv entwickelt. Die Kreide zwischen Hutstock-Widderfeldjura und Scheideggstockjura gehört wohl zu einer tieferen Abzweigung der Drusbergdecke. Das Urirotstockmassiv ist demnach als Jurakern einer tieferen, Hutstock als solcher einer höheren Verzweigung der Drusbergdecke zu betrachten. **Otto Wilckens.**

---

**H. ScharDT:** Eine Flankenüberschiebung bei Neuenstadt am Bieler See. (Ecl. geol. Helv. 11. 288—290. 1910.)

Unter einer Flankenüberschiebung versteht SCHARDT eine Faltenverwerfung, bei der der untere Teil eines Gewölbeschenkels über den oberen in mehr oder weniger isoklinaler Lage übergeschoben ist. Eine solche Dislokation wurde vom Verf. bei Neuenstadt am Bieler See beobachtet.

**Otto Wilckens.**

---

**F. Leuthardt:** Der Erdschlipf am Wurmberg bei Bubendorf (Baselland). (Ecl. geol. Helv. 11. 291. 1910.)

Erdschlipf einer Scholle von 100 m Länge und 40 m Breite von Effinger-, Gaisberg- und *Crenularis*-Schichten infolge anhaltender Regengüsse, deren Wirkung durch vorangegangene Entwaldung des oberhalb gelegenen Geländes erhöht wurde. Ein auf der Scholle stehendes Gehöft wurde zerstört.

**Otto Wilckens.**

---

**A. Gutzwiller:** Die Juranagelfluh des Laufenbeckens. (Ecl. geol. Helv. 11. 293—294. 1910.)

Die Juranagelfluh des Tertiärbeckens von Laufen besitzt tortonisches Alter. Ihre Gerölle stammen vom südlichen Schwarzwald, woher sie durch fließendes Wasser an ihren Ablagerungsort gebracht sind.

**Otto Wilckens.**

---

**A. Buxtorf:** Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. Geol. Karte der Schweiz, herausgeg. v. d. Geol. Komm. d. Schweiz. Nat. Ges. Spezialkarte No. 27a mit Profiltafel 27b. 1 : 25 000. 48 p. Erläuterungen. 1910.

Die vorliegende Karte ist ein Blatt einer geologischen Karte der Pilatus—Bürgenstock—Rigihochfluhkette im Maßstab 1 : 25 000.

Die Erläuterungen beginnen mit einem Überblick über den Gebirgsbau der Pilatus—Bürgenstock—Rigihochfluhkette. Der Nordrand der Schweizer Alpen besteht aus wurzellosen, von SSO. hergeschobenen Gebirgsmassen, die auf einer Unterlage von Flysch ruhen, der, seinerseits ebenfalls nicht autochthon, sondern von Süden her verschleppt, am Nordrand der Überschiebungsdecken zwischen diesen und der Molassenagelfluf sichtbar wird. Wenn auch die Ketten des Alpenrandes den Stirnfalten der Überschiebungsdecken entsprechen, so zeigen sie doch nirgends den Bau einer liegenden Falte, sondern es ruhen auf dem Flysch direkt die ältesten vorhandenen Kreideschichten. Die Pilatus—Rigihochfluhkette gehört zu dem höheren helvetischen Deckensystem, von dem die lange Kreidekette vom Thuner See bis nach Schwyz eine selbständig gewordene Abzweigung darstellt. Dies Deckensystem läßt sich vom Wildhorn an ostwärts verfolgen, bildet Lohner, Ärmighorn, Faulhorn-Brienzer Rothorn usw., und ihre Kreidestirn baut im Osten des Vierwaldstätter-sees die Drusbergdecke auf, während der zugehörige Jurakern vom Urirotstock bis zum Walensee aussetzt. Im Gebiet des Klöntales beginnt eine Komplikation in der Drusbergdecke in der Gestalt der Abgrenzung von zwei tieferen Teildecken (Räderten- und Säntisdecke). Die Pilatus—Rigihochfluhkette besteht nur aus Eocän und Kreide. Die mergelig-tonigen Schichtkomplexe an der Basis der letzteren begünstigten die Ablösung vom zugehörigen Jura. Streckungserscheinungen sind in dieser Kette sehr verbreitet; sie äußern sich namentlich in schief zu den Ketten aufgerissenen „Streckungsbrüchen“.

In der Alpenrandkette zwischen Thuner See und Schwyz lassen sich drei tektonische Elemente unterscheiden: Niederhorn-, Pilatus- und Bürgenstockdecke. Die ersteren beiden stehen miteinander in Verbindung, die letztere ist von ihnen scharf getrennt.

Die Niederhorndecke reicht vom Thuner See über Niederhorn, Hohgant, Schratzenfluh bis an die Nordostwand des Pilatus, wo sie als dünne Kreidelamelle endigt. Größte Ausbreitung erreicht sie in der Gegend Niederhorn—Justistal. Südlich des Thuner Sees zeigt sich die Niederhorndecke tektonisch selbständig an der Standfluh und am Gerihorn, jenseits des Kandertales vereinigt sie sich in Form einer unteren Abzweigung mit der Lohnerstirne. Aufgebaut wird die Niederhorndecke aus unterer Kreide bis zum Schratzenkalk und Eocän. Im Obereocän tritt der mächtige Hohgantsandstein auf.

Die Pilatusdecke beginnt im Pilatus und erreicht hier auch ihre größte Entfaltung. Am Westende des Pilatus ist sie mit der Niederhorndecke durch die Tertiärmulde des Klimsenhorns verbunden. Von der Querverschiebung Rotzloch—Fürigen bis Vitznau unsichtbar, erscheint sie bei letzterem Orte von neuem und endigt in der Nordostabdachung der Rigihochfluh. Am Aufbau beteiligt sich Kreide, die von Norden nach Süden immer vollständiger wird

und noch Albien und Seewerschichten aufweist. Das Eocän ist vorwiegend schieferig.

Die Bürgenstockdecke beginnt bei Sarnen, bildet den Muetterschwanden- und Rotzberg und setzt östlich der Rotzloch—Fürigen-Verschiebung auf der Nordseite des Bürgenstocks den Alpenrand zusammen. In der Vitznauer Nase ist sie scharf auf die Pilatusdecke geschoben und weiter nach Osten bildet sie die obere Kreide-Eocänserie des Vitznauer Stockes und der Rigihochnah. Nachdem sie noch den Urmiberg nördlich von Brunnen aufgebaut hat, taucht sie bei Seewen unter den Flysch der Mythen—Hackengegend. Die Kreide der Decke ist reich entwickelt, am Westrande durch das Auftreten der Seewerschiefer noch vollständiger als am Ostende. Das Mitteleocän ist glaukonitisch, das Obereocän schieferig.

Als westliche Fortsetzung der Bürgenstockdecke ist das kleine Waldeggewölbe am Nordufer des Thuner Sees und der Buchholzkopf südlich des letzteren anzunehmen. Der Buchholzkopf wiederum ist nach BECK in Beziehung zu dem Urgongewölbe zu setzen, das westlich vom Morgenberghorn im Suldtal auftritt und weiter südwestlich in der NW.-Wand des Dreispitz wiederkehrt. Hier gliedert sich das Gewölbe als untere Teilfalte an die Kreidestirn Morgenberghorn—Drusberg an. Aus der unscheinbaren Kreidefalte am Dreispitz würde also — die Richtigkeit der Beziehungen vorausgesetzt — der weit nach Norden vorspringende Bogen der Bürgenstockdecke abzuleiten sein.

Die stratigraphischen Merkmale der neuerdings von OBERHOLZER im Klöntal nachgewiesenen Richisauer Zwischendecke zwischen Axen- und Drusbergdecke stimmen mit denen der Bürgenstockdecke auffallend überein. BUXTORF möchte die Bürgenstockdecke in direkte Beziehung zu dieser Richisauer Decke setzen und die letztere als die reduzierte südliche Fortsetzung der ersteren betrachten. Nach OBERHOLZER reicht die Richisauer Zwischendecke von Klöntal über den Pragelpaß bis gegen Muotatal. Vielleicht reicht sie aber zwischen Axen- und Drusbergdecke bis an den Vierwaldstättersee fast bis Sisikon; ARBENZ hat Kieselkalke und Mergel beobachtet, die dazu gehören. Im Osten ist also die Drusbergdecke über die Bürgenstockdecke hinüberschoben, welche letztere in Form reduzierter Reste im Sockel der Drusbergdecke erscheint. Die Aubrige dürfen nicht als Fortsetzung der Bürgenstockdecke betrachtet werden. Am Aubrig sind noch Seewerschiefer und Seewermergel entwickelt, was auf südlicheren Ursprung schließen läßt. Auch die enge Faltung der Aubrige, die an den Säntis erinnert, steht im Gegensatz zum Ende der Bürgenstockdecke am Urmiberge.

Es wird also der Alpenrand in der Zentralschweiz aus folgenden Decken gebildet: Niederhorndecke zwischen Thuner See und Pilatus, Pilatusdecke und Bürgenstockdecke vom Pilatus bis an den Urmiberg, Säntisdecke in den Aubrigen. Im Fortschreiten von Westen nach Osten treten also immer höhere Teildecken der höheren helvetischen oder Wildhorndecke an den Alpenrand heran.

Die Kreideketten bleiben dort zurück, wo im Norden mächtige Nagelfluhmassen vorgelagert sind. ARN. HEIM hat diese Erscheinung zu erklären versucht, indem er ein erodiertes Nagelfluhgebirge annahm, an das die Über-

schiebungsdecken angeprallt wären. Es muß aber berücksichtigt werden, daß die heranrückenden Decken mächtige Nagelfluhmassen abschürften und daß die Nagelfluh nicht überall am Alpenrande zur Ablagerung gekommen ist. Man kann die Unregelmäßigkeiten des Molassesüdrandes nicht ausschließlich auf das Konto einer jungmiocänen Erosion setzen. Der Riginagelfluhklotz bewirkt die maximale Auffaltung der Drusbergdecke in seinem Südosten, deren Falten im Osten und Westen sich rasch absenken, so daß hier die exotischen Massen darauf erhalten blieben. BUXTORF vermag die Auffaltung des Molasserandes nur als eine „Aufschürfung im großen“ infolge des von den alpinen Überschiebungsdecken ausgeübten seitlichen Druckes anzusehen. Nach ROTHPLETZ liegt innerhalb der Molasse am Nordrande der Schweizer Alpen eine Überschiebung. Wir kennen in der Tat nirgends eine Gewölbebiegung der sogenannten Molasseantiklinale. Wahrscheinlich ist der Rigi-klotz als Ganzes auf den unterteufenden Molassemergeln mit nach Norden geschoben. Man kommt eben doch wieder auf die KAUFMANN'schen Anschauungen zurück. Die obermiocänen Erosionserscheinungen brauchen nicht an einem aufgefalteten Nagelfluhgebirge eingetreten, sondern können eine Folge einer allgemeinen Hebung des Molasselandes gewesen sein.

Der dem Niesenflysch vergleichbare Schlierenflysch ist zu den exotischen Massen zu stellen. Er wird von den Kreidedecken durch Wildflysch getrennt, der durch Einlagerung exotischer Kreide (Leimernschichten) ausgezeichnet ist. Auch im Flysch des Alpenrandes liegen Linsen von exotischer Kreide (vielleicht auch Jura), und der Flysch selbst ist wohl z. T. exotisch, da polygene Breccien in ihm auftreten.

Der Bürgenstock im speziellen. A. Schichtfolge. Vorhanden sind Kreide, Tertiär und Quartär. I. Kreide. I. Die Valendisstufe erlaubt eine Fünfteilung. Die unterste Abteilung (Valendismergel mit *Exogyra Couloni* d'ORB.) ist nicht sichtbar. Die zweite und dritte nennt BUXTORF (neu!) Spitzernkalk und Spitzernmergel (Berg „Spitzern“ südöstlich der Rigi-hochfluh, 1626 m), ersterer 20—30, letzterer ca. 25 m mächtig, ersterer dem Kieselkalk des Hauterivien ähnlich, letzterer den untersten Valendismergeln, aber ohne Exogyren. Die vierte Abteilung ist der Valendiskalk, 15 m, mit unregelmäßiger Oberfläche, was darauf beruht, daß die fünfte, die Gemsmättlischichten, mit reicher Ammonitenfauna des Obervalendis am Bürgenstock fehlen. II. Hauterivesstufe. Als ihre Basis betrachtet Verf. eine Schiefergruppe von einigen Metern Mächtigkeit, in der unten noch Glaukonit auftritt (erinnert an die Gemsmättlischichten). Dann folgt der Kieselkalk (250—300 m). Seine Kalkbänke sind 20—30 cm dick (gemauertes Aussehen der Felswände). In den obersten Bänken *Toxaster complanatus* LOR., sehr selten *Exogyra sinuata* Sow. Nach oben geht der Kieselkalk in die Echinodermenbreccie (15 m) über. Außer den genannten beiden Fossilien finden sich noch Belemniten. In der Pilatusdecke herrscht echte Echinodermenbreccie, in der Bürgenstockdecke sind es unten mehr feinspätige Kalke. III. Barr'emestufe. a) Altmannschichten (in der Pilatusdecke 1 m, in der Bürgenstockdecke nur einige Zentimeter), glaukonitischer Kalk. b) Drusberg- und *Sinuata*-Schichten (75 m), in drei Glieder teilbar, nämlich 15 m mergelige Schiefer, 35 m kieselkalkähnliche, knollig ver-

witternde Kalke und Wechsellagerung von schrattenkalkähnlichen Kalken und Schiefen (25 m), mit viel verkieselten *Exogyra sinuata*, oberste Bänke mit *Serpula Pilatana* KAUFM. c) Unterer Schrattenkalk, ca. 100 m hellgraue Kalke, oft oolithisch und dann reich an Milioliden. *Requienia ammonica* GF. namentlich im oberen Teil. d) Untere *Orbitulina*-Bänke mit scharfer Grenze gegen unten, 40 m Kalke mit Mergelzwischenlagen mit dünnen Einlagerungen von bräunlichen Sandkalken. *Orbitulina lenticularis* LAM. ist häufig, ferner finden sich *Heteraster oblongus* DELUC und *Rhynchonella Gibbsiana* SOW. IV. Aptstufe. a) Oberer Schrattenkalk (60 m), dem unteren gleichend, aber rötlichbraun anwitternd, nicht hellblaugrau wie jener. Viel *Requienia ammonica*. b) Obere *Orbitulina*-Bänke, mit dem oberen Schrattenkalk eng verknüpft, meist rötlich anwitternde, flaserige Kalke mit *Orbitulina lenticularis* oder in Schrattenkalkfazies mit Korallen, Requierien und seltenen Orbitulinen. c) Grünsande, Echinodermenbreccien und Kieselkalke. Sie gehören der Gargas-Stufe an, während a und b das Bédoulien repräsentieren. Wo der Grünsand auftritt, senkt er sich in Löcher und Rinnen der Unterlage, die gelegentlich auch Bohrmuschellöcher zeigt. Die Basis der Grünsande führt Phosphoritknollen und abgerollte Fossilien, so *Douvilléceras*, Gruppe des *Martini* D'ORB. sp. und *Parahoplites*-Gruppe des *crassicostatus* D'ORB. sp., ferner *Discoides decoratus* DÉS. und *Plicatula inflata* SOW. Die 20 m mächtigen Echinodermenbreccien sind sandig und glaukonitisch. Mit ihnen wechsellagern glaukonitische Kieselkalke. Fossilien fehlen. V. Aubestufe (Albien). Beginnt mit der 1 m mächtigen *Concentricus*-Schicht, glaukonitischem, z. T. spätigem Kalk mit reicher Albienfauna. *Inoceramus concentricus* findet sich im ganzen Untersuchungsgebiet nur in dieser Bank. Darüber folgen Mergel- und dann Knollenschiefer, glaukonitische Kalke mit Kalkkonkretionen. Die Knollen wittern leicht aus. Im Dach des Knollenkalkes tritt ein fast homogener, etwas kieselig Grünsandkalk auf. Dieser bildet den Übergang zu VI. Oberkreide. Sie beginnt mit der Turrilitenschicht, die durch Abnahme des Glaukonits in den Seewerkalk übergeht, der hellgrau und dicht und von schwarzen Häuten durchsetzt ist. Wenige Meter über der Turrilitenschicht ist der Seewerkalk rot gefärbt. Führt Fragmente von Inoceramenschalen und Foraminiferen. Ist in der Bürgenstockdecke 80, in der Pilatusdecke nur wenige Meter mächtig. Die Seewerschiefer treten nur am Rotzberg südwestlich des Bürgenstocks auf.

Die Fazies der Kreide ist meist neritisch. Es läßt sich eine rhythmische Wiederholung: zoogener Kalk — glaukonitisches Gestein — kalkig-mergelige Schiefer feststellen. Den Seewerkalk faßt Verf. als Absatz im tieferen Teil der bathyalen Zone auf. Verf. meint, diese Vertiefung des Meeres fielen mit der Cenomantransgression zusammen [? Ref.].

Vom Tertiär sind Mittel- und Obermiocän vorhanden. Grünsand und Grünsandkalk des Lutétien fehlen in dem zur Pilatusdecke gehörenden Teil des Bürgenstocks. In der Bürgenstockdecke beträgt die Diskordanz zwischen dem Grünsand und dem Eocän höchstens 2<sup>o</sup>. Der Seewerkalk ist im Süden vollständiger vorhanden als im Norden. Die Grünsande und Grünsandkalke (15 m) führen reichlich *Assilina exponens* SOW., *Nummulina complanata* LAM. und

große Orthophragminen. In den untersten Schichten finden sich Inoceramenbruchstücke aus dem Seewerkalk.

Der Nummulitenkalk, der die höhere Abteilung des Lutétien bildet, 25 m dickbankige, gelbbraun anwitternde Kalke, führt *Nummulina complanata* LAM. und *N. helvetica* KAUFM. Viel *Lithothamnium*. Oben liegen noch  $\frac{1}{2}$ —1 m Grünsande, dann folgen 10—15 m feinsandige, schieferige Mergel (Auversien) und die Stadschiefer, helle, feinblättrige Mergelschiefer mit Glimmerblättchen und Globigerinen von 100 m Mächtigkeit, wohl Priabonien oder auch noch sogar Unteroligocän.

Quartär. Moränen sind sehr verbreitet, ferner finden sich Bergstürze und zwei große abgerutschte Schollen am Nordrande des Bürgenstocks (Unter- und Obermatt).

Tektonik. Ein 2 km langer und 500 m breiter Streifen im westlichen Teile des Bürgenstocks gehört der Pilatusdecke an. Er wird gegen Osten durch den Querbruch von Rotzloch—Fürigen begrenzt. Die Pilatusdecke ist zur „Mulde von Harissen“ (F. J. KAUFMANN) gefaltet. Im übrigen besteht der Bürgenstock aus der Bürgenstockdecke. In ihr lassen sich das Ürtewaldgewölbe und Stöckmattgewölbe im Südosten und der Kamm der Hammetschwand mit der dazwischenliegenden Mulde von Obbürgen unterscheiden. Letztere ist im Osten flach trogförmig, im Westen eng und steil. Kompliziert wird das tektonische Bild durch die zahllosen Brüche, teils nordfallende Brüche im Streichen, teils Streckungsbrüche in diagonalen oder quereren Richtung. Zu den letzteren gehört der „Buochli-Wispelnbruch“, der die untere Nase nordostwärts verschiebt. Ein zweites Bruchsystem läuft am Südufer der unteren Nase und setzt nach der Vitznauer Nase hinüber (Nasmattli-Bürglenbruch). Es ist die ursprüngliche Veranlassung für die Lücken zwischen den Nasen. Endlich gehört hierher noch der Klosterwald-Berglibruch, der den Rotzberg und den südlichsten Teil des Bürgenstockes durchschneidet. **Otto Wilckens.**

---

**Marthe Furlani:** Der Drauzug im Hoehpustertal. (Mitt. d. geol. Ges. in Wien. 5. 1912. Heft 3. 252—271. Mit 1 Kartenskizze u. Profilen.)

Westlich der bei Abfaltersbach a. d. Drau anscheinend auskeilenden mesozoische Faltenzone der Lienzer Dolomiten (Drauzug) entdeckte F. TELLER 1883 schmale, in den alten Schiefen steil eingefaltete Vorkommnisse von Diploporendolomiten und Kalken, welche z. T. in Begleitung von belemnitenführendem Lias auftreten und eine Verfolgung der genannten, tektonisch wichtigen Zone gegen Brunneck gestatten. Das von M. FURLANI neuerdings zum Gegenstand einer Detailstudie gemachte Gebiet des oberen Pustertales zerfällt von Süd nach Nord in folgende tektonische Zonen: 1. Karnisches Gebirge, 2. Drauzug, 3. Turntaler Quarzphyllit, 4. Alte kristalline Schiefer mit dem eingefalteten Mesozoicum von Kalkstein.

Im westlichen Ende der Lienzer Dolomiten erscheinen bei Abfaltersbach als steil stehende, oft um die Vertikale schwankende Einpressungen Granatglimmerschiefer, Amphibolite und Phyllite, welche mit der kristallinen Zone

des Gailtales zusammenhängen und nach der Verf. zur „Karnischen Serie“, demnach wohl zur normalen Unterlage des altpaläozoischen Gebirges gehören. Andererseits wird betont, daß der Drauzug des Pustertales im Süden von diesen Schiefen der karnischen Unterlage überschoben oder, besser gesagt, an steilstehenden Parallelkontakten begrenzt wird. Eine tektonische Linie erster Ordnung könnte das aber nicht sein, da sich wenig weiter im Osten, wo der Drauzug offener entfaltet ist, seine Verrucanobasis nach den Beobachtungen GEYER's in verschiedenen Profilen (vergl. Jahrb. geol. Reichsanst. 1897) auf die kristalline Zone des Gailtales legt und Grundkonglomerate aus ihrem Material aufweist.

Entweder also gehört der genannte kristalline Zug tektonisch nicht zum karnischen Gebirge, sondern zum Drauzug, oder es besteht ein ursprünglicher Lagerungsverband der beiden letztgenannten in der Weise, daß die Verrucanobasis über den kristallinen Nordflügel des karnischen Gebirges transgredierte, wie dies seinerzeit angenommen wurde.

Gegen Westen, in der Umgebung von Sillian, gehen die kristallinen Schiefer der Gailtalzone verloren, während die südlich anschließenden dunklen Tonschiefer, Grauwacken und Diabastuffe mit schmalen, grauen Bänderkalkzügen (Silur) in steiler, mitunter fächerförmiger Stellung durch den Gebirgszug des Helm über Wimbach-Oberstall gegen Brunneck ziehen, wobei die Grenze gegen die dortigen, den südalpinen Verrucano unterlagernden Quarzphyllite nicht scharf zu sein scheint.

Von der auf dem nördlichen Draugehänge mächtig entwickelten, gegen Westen aber stark verschmälerten Turntaler Quarzphyllitregion ist die Karnische Schieferzone durch die tektonisch oft auf einige Bänke reduzierten mesozoischen Gesteinskeile des Pustertaler Drauzuges getrennt: Schollen von Wimbach, Kandellen, Finsterbach, Oberstall, Aschbach. Nachgewiesen sind Hauptdolomit, Rhät, rote und graue Liaskalke, während Verrucano nicht anstehend beobachtet wurde. Das am weitesten im Westen gelegene, als abweichend bezeichnete Brunnecker Kalkvorkommen steckt ganz im südalpinen Quarzphyllit.

An dem mechanischen Nordkontakt des Mesozoicums kommen bei Kandellen und im Finstergraben kristalline Gesteine vor, welche Quarz, Biotit, Plagioklas enthalten und von BECKE mit den Tonalitgneisen der Brixener Intrusivmasse sowie der Gegend von Eisenkappel verglichen — wenn auch nicht sicher identifiziert — werden konnten.

Die Turntaler Quarzphyllite mit Einlagerungen von Chloritschiefer und Quarzit folgen steil nordfallend dem Drauzug und sind meist durch intensive Pressung diesem parallel gestellt. Interessant wäre die Frage, ob nicht trotz der Einfaltung des als nordalpine Wurzelzone geltenden Drauzuges eine nahe Beziehung zwischen dem gegen Brunneck austreichenden zentralalpinen und dem recht nahen südalpinen Quarzphyllit besteht.

Die alten, von den Antholzer Granitgneisen durchbrochenen Schiefergneise und Glimmerschiefer werden von der Phyllitzone wieder durch eine oft senkrechte oder steil nordfallende, das Streichen mitunter spitz schneidende Störung abgegrenzt. Sie umschließen im oberen Villgrattener

Tale, ca. 6 km nördlich von Wimbach die von Verrucano, Sericitschiefer und Bänderkalk begleitete Dolomitscholle von Kalkstein mit schlecht erhaltenen „Gyroporellen“ nahe dem gleichfalls eingeklemmten Quarzphyllitstreifen des Keilspitz.

Die Überfaltung im Gebiet der Kalksteiner Scholle ist gegen das Innere der Alpen gerichtet, doch verdient erwähnt zu werden, daß die mit ihr auffallend analoge Scholle von Mauls südöstlich von Sterzing in entgegengesetzter Richtung fällt. Die Annahme liegt nahe, daß es sich bei Kalkstein um einen im Grundgebirge steckenden Span eines vom Drauzug abzweigenden, größtenteils der Denudation zum Opfer gefallenen Synklinalastes handelt, doch betont Verf., daß Bänderkalk und „Gyroporellen“-Dolomit dem Drauzug fremd ist. Dem Ref. scheint dieser Umstand allerdings wenig ausschlaggebend, besonders angesichts der Tatsache, daß F. TELLER sowohl in dem Vorkommen von Kalkstein als in dem von Wimbach (Hauptlinie des Drauzuges) Diploporenfunde als bezeichnend hervorhebt.

F. Kossmat.

---

**M. M. Ogilvie-Gordon:** Über Lavadiskordanzen und Konglomeratbildungen in den Dolomiten Südtirols. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1911. 212—222. 5 Textfig.)

In der Arbeit: The geological Structure of Monzoni and Fassa (Transactions, Edinburgh geolog. Society. 1902/03) gelangte M. OGILVIE zu dem von anderweitigen Erfahrungen ganz abweichenden Resultat, daß die gewaltigen Augitporphyr-(Melaphyr-)massen des Buffauregebietes im Fassatale nordöstlich von Monzoni subterrane Intrusionen seien, welche zur Tertiärzeit auf den damals entstehenden Bruch- und Überschiebungsbahnen die triadischen Schichtmassen durchschnitten und zertrümmerten. Spätere Beobachtungen brachten die Autorin von diesem Standpunkte ab und in der vorliegenden Notiz wird daraufhin eine neue Besprechung der interessanten vulkanischen Region gegeben. Die zahlreichen Aufschlüsse am Fassagehänge und auch am Südrande gegen das Nicolotal zeigen, daß zwar die unter- und mitteltriadischen Sedimente von den porphyritischen Eruptivgesteinen durchbrochen und teilweise in ein mit diesen vermischtes Trümmersmaterial verwandelt wurden, daß aber eine Sedimentation gröberer und feinerer vulkanogener Bildungen noch während der Triaszeit stattfand. Agglomerate und Tuffe, teilweise pflanzenführend, bilden im Innern des Buffauregebietes, z. B. an der Greppa eine flach liegende, vielfach mit eingeschalteten Lavaergüssen wechselnde Serie, welche mit der Wengener Schichtfolge des Sellapasses und der Pozzalahänge übereinstimmt. Damit ist im großen und ganzen die Rückkehr zu den herrschenden Anschauungen über die Natur dieser Bildungen vollzogen.

Die an der Basis der unteren, besonders mächtigen Lavadecke verbreiteten Kalk-Melaphyrbreccien und Konglomerate des westlichen Schichtkopfes zwischen Fontanazza und dem Nicolotal breiten sich diskordant über die nicht selten von Eruptivgängen durchschnittenen Werfener und Muschelkalkschichten. „Die Beobachtungen an diesen Hängen lassen schließen, daß wiederholte

vulkanische Ausbrüche stattfanden, welche die Werfener Schichten und die Kalke in ihrer nächsten Nähe aufrissen, während in den Zwischenpausen eine rohe Ablagerung der Bruchstücke erfolgte.“

Wie verschiedene Profile zeigen, sind die posttriadischen Schubflächen und Brüche nicht an die Eruptivkontakte gebunden; es trennt beispielsweise am Ostabhang der Greppa (Sass da Saliceng) oberhalb Alba eine fast horizontale Überschiebung ein bis in den Mendeldolomit reichendes tieferes Schichtband von den Werfener Schiefen in der Unterlage des Tuff- und Lavaplateaus. Eruptivgänge sind in beiden Stufen vorhanden.

Im Buchensteiner Tal bei Varda greifen ähnlich wie in der Buffauregion die Basalkonglomerate der Eruptivmassen diskordant über verschiedene Horizonte der älteren Trias.

F. KOSMAT.

**Walther Penck:** Die Melaphyerausbrüche von Buffaure. (Mitt. d. geol. Ges. Wien 1912. Heft I. 20—86. Mit Karte, 3 Profilen u. 5 Textfig.)

W. PENCK hat bei seiner Untersuchung über Buffaure besonderes Gewicht auf die Feststellung von Eruptionszentren und deren Verhältnis zu den ausgedehnten, früher wenig studierten Laven und Agglomeraten des Plateaus gelegt.

In dem Sedimentärsockel der vom Avisio (Fassatal) in einem großen Bogen umflossenen und sowohl gegen diesen wie auch gegen die Südseite in ziemlich schroffen Wänden abbrechenden Region sind Werfener Schichten, plattiger grauer Muschelkalk, Mendeldolomit, Buchensteiner Knollenkalke und Marmolatakalk vertreten, doch beschränkt sich das Vorkommen des letzteren auf den südlichen bis südöstlichen Schichtkopf und auch die Buchensteiner Schichten sind außerhalb dieses Abschnittes nur in geringen, durch die vulkanischen Vorgänge zerrissenen Partien zu konstatieren.

Zwei Hauptzentren vulkanischer Tätigkeit sind nachweisbar: die nach der Sumelaschlucht nordöstlich von Pozza genannte, etwa 5 km lange Sumelaspalte im Westen und der Sasso Nero im Osten. In der erstgenannten Schlucht tritt der Mendeldolomit in steilen Kontakt mit einem dichten, vom Val Buffaure bis Mazzin im Fassatale verfolgbaren Melaphyr, der hier zahllose Fragmente des Sedimentgesteins mitgerissen und außerdem feinste Apophysen auch in das Anstehende entsendet hat, ohne übrigens eine besonders charakteristische Kontaktmetamorphose hervorzurufen. Sehr markant ist im Gebiet der Sumelaspalte eine mit Kalk- und Dolomittrümmern angereicherte, meist flach geschichtete Zone von Melaphyrbreccien, welche zwischen der oberen Grenze des ersterwähnten Gangstockes oder — wo dieser nicht bloßgelegt ist — zwischen dem Mendeldolomit und der ersten mächtigen Lavadecke des Sass de Perdafecc entwickelt ist. Sie stellt eine Sedimentation des ausgeworfenen Trümmersmaterials dar, deren Niveau beiläufig zusammenfällt mit der oberen Grenze des Mendeldolomits, also annähernd mit der gleichen Zone, wo sonst Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk beginnen.

Nordöstlich des gegen Mazzin abzweigenden Melaphyrgangstockes ist nach Ansicht PENCK's ein weiteres Stück der Spaltenwand in Form südöstlich fallender, gegen das Berginnere aber in Schollen aufgelöster Werfener und Muschelkalkschichten am Fassagehänge bis Fontanazza zu verfolgen; es wird gleichfalls von den geschichteten Breccien überlagert. Auch die von PENCK nicht mehr gesehene letzte Arbeit von M. OGILVIE bringt aus diesem Abschnitt des Gehänges Profile, welche im Wesen auf das gleiche hinweisen, wenn auch nicht von einer ausgesprochenen Hauptspalte die Rede ist (vergl. das vorangehende Referat).

Die im Sumelatale und am Fontanazzagehänge mit Breccienmelaphyren — vermutlich Schlotmassen — verknüpfte ungliederte Lavadecke des Sass de Perdafec stellt die älteste, allem Anschein nach aus der Sumelaspalte stammende, gegen das Innere der Platearegion auskeilende Ergußmasse des Buffauregebietes dar. Sie bildet den Träger der geschichteten, durch ihren lokalen Reichtum an Zeolithen bekannten Lava-, Breccien- und Tuffdecken des Plateaus. Interessant ist in ihnen das Auftreten eines in Tuffbreccien eingebetteten Schollenhorizontes mit teilweise über 50 000 m<sup>3</sup> messenden Plattenkalk- und Dolomitpartien, die, untermischt mit vereinzelt Werfener und Buchensteiner Fragmenten in einer Seehöhe von ca. 2000—2200 m rund um den Stufenabsturz des Sass da Saliceng zu verfolgen sind und von PENCK als ausgeworfene, auf geneigter Unterlage geglittene Massen angesehen werden. Angesichts der tektonischen Komplikationen im unmittelbar angrenzenden nordöstlichen Plateaugehänge ober Alba im Fassatale scheint es Ref., daß hier eher Schuppenbau vorliegt.

Da die Agglomerate und Laven des Plateaus im Norden auf den ältesten Ergüssen des Sass de Perdafec liegen, im Süden hingegen über deren auskeilendes Ende und eine geneigte Fläche von Marmolatakalk greifen, nimmt PENCK eine fazielle Vertretung der letzteren Sedimente durch die älteren Ergüsse im Sinne der Rifftheorie an, während OGILVIE, nach ihrem letzten Aufsatz zu urteilen, nunmehr eine Transgression der vulkanischen Basisbildungen über verschiedene Triasschichten befürwortet.

Die Eruptionen erfolgten im allgemeinen submarin, es ließ sich sogar eine etwa 2 m mächtige, aber weit verbreitete kalkige Einlagerung im oberen Sumelagebiet beobachten. Daß sich die Akkumulationen auch über den Meeresspiegel emporbauten, zeigt u. a. das Vorkommen von Fladenlava und auch die Ausbreitung der Breccienlagen.

Der als Sasso Nero und Sass Rocca bezeichnete, gleichfalls von mitgerissenen Sedimenttrümmern durchsetzte Stock von Breccienmelaphyr durchbricht, wie PENCK nachweisen konnte, als östliches Eruptivzentrum nördlich vom Contrinpaß alle Triashorizonte einschließlich des Marmolatakalks. Seine Ergüsse und Tuffe mischten sich in der zentralen Platearegion jedenfalls mit jenen der Sumelaspalte.

In der Tertiärzeit wurde das Gebiet von Brüchen durchschnitten, der mittlere Teil mit den gebankten Agglomeraten und Tuffen sank zwischen zwei NNO. streichenden Verwerfungen ab, so daß die Beziehungen zwischen der Sumelaspalte im Westen und dem Sasso Nero im Osten nicht direkt sichtbar sind.

Komplizierter sind in tektonischer Beziehung die nordöstlichen Gehänge der Buffauregion, wo Werfener Schichten und Muschelkalk mit Störungen an gebankte Eruptivbildungen grenzen. Die Profile von PENCK weichen hier sehr von jenen in M. OGILVIE'S letzter Arbeit (Verh. d. geol. Reichsanst. 1911) ab. Während letztere eine fast horizontal unter den Plateaugipfel des Sass da Saliceng greifende Schubfläche zeichnet, nimmt PENCK an, daß die Sedimentärbildungen als nachträglich an Verwerfungen abgesunkene Deckschollen aufzufassen sind, die sich mit der südgerichteten Sellajoch-Rodellaüberschiebung in Verbindung bringen lassen. Diese Verhältnisse erfordern noch Klärung, besonders in Zusammenhang mit der Frage des schon erwähnten Schollenniveaus, welches hier bis an die erwähnten Aufschlüsse heranreicht, so daß nach den Bemerkungen auf p. 78 stellenweise eine Scheidung von diesen schwierig wird. Am Schlusse der interessanten Arbeit folgen noch kurze Bemerkungen über die Morphologie und Glazialgeologie des Gebietes.

F. Kossmat.

---

### Alpen (Literatur).

- Lepsius, Richard: Über das Verhältnis der Decken zur Metamorphose der Gesteine in den Alpen. 1. Die diskordant durchgreifenden Granite mit Kontaktmetamorphose, jünger als Lias. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. geol. Landesanstalt zu Darmstadt. IV. Folge. Heft 33. 5—16. 1912.)
- Stark, Michael: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Klasse. **121.** Abt. I. 1—32. Mai 1912. Mit 1 Taf. u. 5 Textfig.)
- Vorläufiger Bericht über die geologisch-petrographischen Aufnahmen in den Euganeen im Jahre 1911. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Klasse. **121.** Abt. I. 1—11. Mai 1912.)
- Pia, Julius v.: Geologische Studien im Hölleengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1912. **62.** 4. Heft. 557—612. Wien 1912. Mit 1 Karte, 1 Gebirgsansicht u. 14 Zinkotypen im Text.)
- Limanowski, M.: Die tektonischen Verhältnisse des Quecksilberbergbaus in Idria. (Extrait du Bulletin de l'Acad. d. Sciences d. Cracovie. Cl. d. Sc. Math. et Natur. Série A: Sciences Mathématiques. 367—370. Cracovie 1910.)
- Sacco, Federico: I Ghiacciai antichi ed attuali delle Alpi Marittime centrali. (Estratto degli Atti della Società Italiana di Scienze Naturali. **2.** 99—128. 1912.)
- Termier, Pierre et Jean Boussac: Le Massif cristallin ligure. (Extrait du Bulletin de la Société géologique de France. 4 sér. **12.** 272—311. 1912.)
- Termier, Pierre: Sur la genèse des terrains cristalloyphylliens. (Extrait du Compte Rendu du XI. Congrès Géologique International. 1910.)
-

### Deutsche Kolonien.

**J. Böhm:** Vorlegung eretacischer Versteinerungen aus dem Hinterland von Kilwa Kiwindje. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 64. Monatsber. 209—211. 1912.)

Auf dem seinerzeit von BORNHARDT begangenen Wege von Kilwa bis zu den Mavudjibergen sammelte TORNAU u. a. folgende Gesteine und Fossilien, die Verf. bestimmte:

1. Im Bett des Tapwajira in der Gemarkung Makanjaga eine granatreiche Arkose mit u. a. *Exogyra*, *Camptonectes*, einer costaten Trigonie und *Orbitolina*. Schichten mit ähnlichen Fossilien hatte bereits G. MÜLLER aus dem BORNHARDT'schen Material der benachbarten Landschaft Mikaramu beschrieben und zur unteren Kreide gestellt, was vom Verf. bestätigt und dahin präzisiert wird, daß Aptien vorliegt.

2. Aus hangenden Schichten, nämlich von km 29,2 der Kilwastraße, stammt ein oolithischer Kalk, welcher übereinstimmt mit einem nerineenführenden, von BORNHARDT und MÜLLER zu den obereretacischen Makondeschichten gerechneten Gestein aus dem Hinterlande von Kilwa und Lindi. Ein Kalk in der Kommunalschamba von Migerigeri und südöstlich von da bei Mwaswa lieferte dem Verf. aber *Orbitolina* cf. *conoidea*, *Monopleura* sp., *Toucasia* 2 sp. div. und muß daher zum Aptien gerechnet werden, ebenso ein ähnliches, von G. MÜLLER zur oberen Kreide gestelltes Vorkommen mit *Monopleura* vom Minguinabach (NW. Kilwa).

3. Noch weiter im Hangenden kommt bei Namkurukuru ein Sandstein u. a. mit Bruchstücken von ? *Inoceramus* vor; es muß fraglich bleiben, ob hier Kreide oder Tertiär vorliegt.

Bei Kilwa ist das Auftreten von Eocän aber gesichert.

Das neue Aptien bildet das Hangende der neocomen Trigonien-schichten. Die echten obereretacischen Makondeschichten scheinen bei Kilwa vom Eocänmeer wieder zerstört zu sein.

Koert.

**E. Werth:** Die Mikindanischichten und die jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen in Ostafrika. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 61. Monatsber. p. 155—157. 1909.)

Ref. hatte bei Tanga in den „jungen Deckschichten usw.“ BORNHARDT's *Pecten Vasseli* FUCHS, ein Leitfossil für Oberpliocän-Pleistocän am Roten Meer, aufgefunden und daraus seinerzeit für die dortigen „jungen Deckschichten usw.“ auf Gleichalterigkeit mit den Mikindanischichten BORNHARDT's geschlossen. Hiergegen wendet Verf. ein, daß es ihm möglich war, bei Daressalam und Sansibar zwei durch Erosions- bzw. Abrasionsdiskordanz getrennte Schichtkomplexe auseinanderzuhalten, von denen der untere den Mikindanischichten, der obere den „Deckschichten usw.“ entspräche, und glaubt, auch bei Tanga die beiden Stufen erkennen zu können.

[Ref. hat sich in einer gemeinsam mit TORNAU verfaßten und auf reiches Material gestützten Darstellung (Abhandl. d. preuß. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft 63) u. a. bemüht, die WERTH'schen Deutungen der Daressalamer Schichten als unzutreffend zu erweisen.] **Koert.**

---

**P. Lemoine:** Contributions à la connaissance géologique des colonies françaises. IV. A propos des renseignements et des échantillons géologiques rapportés par le lieutenant LANCRENON de la région entre Carnot et Laï (Congo). 5 p. 1909.

Diese Mitteilung beansprucht besonderes Interesse, weil sie den Teil des französischen Kongogebietes betrifft, der durch den Marokkovertrag neuerdings an Deutschland gefallen ist und zu Neukamerun gehört. LEMOINE stützt sich hauptsächlich auf Handstücke und Beobachtungen des Leutnants LANCRENON und erläutert seine Angabe durch eine geologische Skizze und 2 Profile (durch einen Druckfehler ist der Maßstab der Karte irrigerweise zu 1 : 1 000 000 angegeben, während er in Wirklichkeit beträchtlich kleiner, etwa 1 : 3 000 000 ist).

Der Untergrund im Bereich der Tsadzuzflüsse: westlicher und östlicher Logone, Uame und Bahr Sara ist granitisch; die Massive Tari und Mbum sind typische Granitlandschaften. Auch noch am Oberlauf der Sanga-Zuflüsse Nana und Mambere SO. und SSO. von Kunde herrscht das gleiche Gestein. Nur im Tale des Lom oder oberen Sanaga, schon im Altkameruner Gebiet gelegen, tritt am Berge Ta und wahrscheinlich auch am Berge Nia ein Komplex von alten Schiefen auf, welche Verf. etwas sehr kühn mit kaum besser bekannten Kalken der Gegend von Kunde in Beziehung setzt. Im Hinblick auf das Auftreten von Kupfererzlagerstätten in ähnlichen ? devonischen Kalken bei Minduli (Französisch-Kongo) wird die Feststellung von Schiefen und Kalken für beachtenswert erklärt.

Der Granit wird sowohl auf den Höhen als auch in den Tälern durch „Laterit“ bedeckt [der, nach der Beschreibung zu urteilen, richtiger wohl als Krusteneisenstein bezeichnet würde, wie Ref. derartige Gebilde zu benennen vorschlug (Mitt. a. d. deutsch. Schutzgeb. 1910. p. 59 und Begleitworte zur geologischen Karte von Togo in H. MEYER: Das deutsche Kolonialreich. Bd. II. 1910)]. Am westlichen Logone senkt sich nach Norden zu dieser „Laterit“ unter die Alluvialsande des Logone-Scharigebietes und taucht nur gegenüber der Mündung des östlichen Logone in 5—6 m sich erhebender Platte noch einmal aus der Alluvialfläche hervor, welche hier bereits durch dunkle Tone gebildet wird. Verkittete Konglomerate im Tale des Mbere sieht Verf. noch als alluvial an, obwohl sie unter anderen hydrographischen Verhältnissen abgelagert sein sollen. **Koert.**

---

**Hennig:** Über die Stratigraphie des Arbeitsgebietes der Tendaguru-Expedition. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 64. Monatsber. 214—215.)

Das Arbeitsgebiet erstreckte sich auf das Hinterland zwischen Kilwa und Lindi. U. a. ergab sich, daß jurassische Schichten im Gegensatz zu der BORNHARDT'schen Darstellung vermutlich nur zwischen Mandawa und Mahokondo anzunehmen sind. Das nach BORNHARDT aus den Makondeschichten der Oberkreide bestehende höhlenreiche Kiturikaplateau baut sich auf aus Kalken des Aptien mit *Toucasia carinata*.

Im Tal des Pindiro, einem linken Nebenfluß des Mbenkuru, wurden gefaltete und steilstehende, wahrscheinlich paläozoische Schiefer angetroffen, über welche die neocomen Trigonien-schichten transgredieren. **Koert.**

**W. Marckwald:** Über Uranerze aus Deutsch-Ostafrika. (Neue Zeitschr. f. Mineral., Geol., Pal. 1. 3—6. 1910.)

Die untersuchten Uranerze stammen aus den Glimmerbrüchen von O. SCHWARZ im Mbakanatal des Ulugurugebirges und stellen gut kristallisierte Pechblende dar, die oberflächlich in gelben Rutherfordin und in ein grünliches neues Uranylsilikat umgewandelt sind. Unter Berücksichtigung der bei den früheren Analysen übersehenen Yttererden und des Thoroxyds sowie unter Trennung des Uranoxyds und Uranoxyduls kommt Verf. für die Pechblende zu folgender Zusammensetzung:

	I.	II.
UO <sub>3</sub> . . . . .	45,4	44,9
UO <sub>2</sub> . . . . .	38,2	38,6
PbO . . . . .	7,2	7,1
FeO . . . . .	0,7	0,6
ThO <sub>2</sub> . . . . .	0,4	0,3
Yttererden . . . . .	2,0	2,4
CaO . . . . .	0,5	0,3
H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + He . . . . .	0,8	1,3
Gangart . . . . .	3,2	4,5
	98,4	100,0

Aus dem Verhältnis vom Blei zum Uran wird das Alter dieser Pechblende auf 1000 Millionen Jahre geschätzt.

Für den analysierten Rutherfordin bestätigt sich meistens die bereits früher ermittelte Reinheit als Uranylcarbonat mit geringem Bleigehalt, doch zeigt ein Stück eine bemerkenswerte Anreicherung namentlich an Blei (und an SiO<sub>2</sub>), selbst gegenüber der ursprünglichen Pechblende.

Das neue Uranylsilikat, für das Verf. keine Formel aufstellen möchte, hat folgende Zusammensetzung:

	I.	II.
U O <sub>3</sub> . . . . .	55,5	54,9
Pb O . . . . .	4,2	3,9
Th O <sub>2</sub> . . . . .	} 6,7	2,9
Yttererden . . . . .		3,8
Fe O . . . . .	0,5	0,6
Ca O . . . . .	1,4	1,8
Si O <sub>2</sub> + Gangart . .	13,7	14,2 davon lösliche Si O <sub>2</sub> : 10,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	4,3	4,2
H <sub>2</sub> O . . . . .	13,5	14,0
	99,8	100,3

Si O<sub>2</sub> und P<sub>2</sub> O<sub>5</sub> müssen, weil der Pechblende fremd, von außen zugeführt sein. **Koert.**

### Skandinavien.

Partsch, J.: Durch Schweden nach Lappland. Vortrag, gehalten am 25. Januar 1911 in der Fachsitzung der Gesellschaft für Erdkunde zu Leipzig. (Mitt. d. Ges. f. Erdk. 1—19. 1911.)

### Westliches Mittelmeergebiet.

**P. Termier:** Les problèmes de la géologie tectonique dans la Méditerranée occidentale. (Conférence faite à Fribourg [Suisse] devant les professeurs et les élèves de l'université.) (Révue gén. des Sciences. 30 mars. 1911.)

Das Becken des westlichen Mittelmeeres wird von Gebirgen eingerahmt, aber es liegt auch selbst im Bereich des großen tertiären Faltengebirges, wie aus dem Bau von Korsika und der Balearen hervorgeht. Gewaltige Stücke dieses Gebirges sind in die Tiefe gebrochen und auf den Brüchen haben sich Vulkane aufgebaut. Die sechs tektonischen Einheiten im Bereich des westlichen Mittelmeeres sind: (1) das kristalline Korsika und Sardinien, (2) das östliche Korsika und die Insel Elba, (3) Apennin—Sizilien—Atlas, (4) das marokkanische Rif, Sierra Nevada und Balearen, (5) Pyrenäen und Provence, (6) die Seealpen.

(1) Der westliche Teil von Korsika besteht fast ausschließlich aus Granit, Gneis und Porphy. Dies Massiv setzt sich nach Sardinien fort und hier treten dann auch noch paläozoische Formationen in großer Ausdehnung auf. Reste von Trias, Jura und Kreide liegen horizontal, sind also von der tertiären Faltung verschont geblieben. Es liegt hier ein Stück des carbonischen Gebirgslandes (der Altiden). Seine ehemalige Ausdehnung ist unbekannt; zweifellos liegen große Stücke von ihm unter dem Meeresspiegel.

(2) Im Gegensatz zum westlichen ist das östliche Korsika ein Bestandteil des tertiären Faltengebirges. Es ist Deckenland und Elba ist

ein Stück seiner östlichen Fortsetzung. Man trifft hier drei Schichtfolgen an, die durch zwei Schubflächen getrennt werden. Die oberste Schichtreihe besteht aus altem Granit, Paläozoicum, Trias, Lias, Eocän und grünen Eruptivgesteinen. Die mittlere Serie besteht aus Glanzschiefern, die unterste (nur auf Elba sichtbar) aus Granit, Quarzporphyr, der auch das sandige und mergelige Eocän durchdringt, das dagegen von grünen Eruptivis frei ist, ferner Gneis, Glimmerschiefer und Trias in besonderer Fazies. Da die oberste Schichtfolge sich auf Korsika unlöslich mit dem kristallinen Massiv von Westkorsika verbindet, so müssen die beiden tieferen Serien nach Westen unter dieses untertauchen, wobei es unentschieden bleibt, ob das Massiv nach Osten geschoben ist über die beiden tieferen Serien, oder ob diese nach Westen unter das Massiv geschoben sind. Verblüffend ist das Ausmaß der horizontalen Verschiebung. Das korsosardinische Massiv ist entweder 300 km nach Osten gewandert (ohne gefaltet zu werden), oder die tiefste Serie von Elba ist 300 km (d. h. die Entfernung von Venedig bis Wien) nach Westen unter das Massiv hinuntergeschoben worden.

(3) Der Faltenzug Apennin—Sizilien—Atlas ist 3200 km lang. Die Schubrichtung in ihm ist der der Alpen entgegengesetzt. Die Decken des Apennin sind wohl nicht aus Faltung hervorgegangen. Vielleicht gibt es nur eine apenninische Decke, bestehend aus monotonen Schiefern und ophiolithischen Eruptivis. Darunter erscheint in Fenstern die tiefste Serie von Elba, so z. B. in den apuanischen Alpen. Östlich des Apennin hört die Schiefer- und Ophiolithdecke auf und ihre vermutlich autochthone Unterlage kommt zum Vorschein, die an der adriatischen Küste der Apenninenhalbinsel den Beginn der Dinariden bildet. In Ligurien läuft die Scheidelinie der Bewegungen. Westlich von ihr sind die Glanzschiefer auf die Zone des Briançonnais geschoben, östlich von ihr auf die Dinariden. In Ligurien muß die Bewegung des alpinen und des dinarischen Landes je gleich Null sein, müssen die Dinariden unter dem Apennin hervortreten.

Im Golf von Genua muß das korsosardinische Massiv keilförmig enden. Die Alpen streichen südlich am „Massif des Maures“ hindurch und setzen südlich der Hyerischen Inseln in den Balearen fort. Das Stück Altiden auf Korsika und Sardinien etc. trennt Alpen und Apennin.

In Sizilien herrscht Nord—Süd gerichteter Schub. In Afrika beginnt der Atlas im nördlichen Tunis und zieht durch bis an die atlantische Küste zwischen Mogador und Agadir. Nordtunis und das Gebiet nördlich von Constantine sind Deckenland. Auch aus Westalgerien und aus Marokko berichtet GENTIL von Decken, die vom Mittelmeer her kommen. Die nordafrikanischen Überschiebungen mögen nicht so ausgedehnt sein wie die der Alpen und des Apennin, aber sie mögen auch Ausmaße von 100 km erreichen.

Im Gegensatz zu E. SUSS betrachtet TERMIER das marokkanische Rif nicht als Fortsetzung des Atlas und sein Verbindungsstück mit der Sierra Nevada und den Balearen, sondern nach seiner Ansicht geht der Atlas in südwestlicher Richtung durch ganz Marokko hindurch, um an der atlantischen Küste zu endigen, während der alpine Gebirgszug an der algerisch-marokkanischen Grenze in das afrikanische Festland hineinstreicht.

(4) Die tektonische Einheit Rif—Sierra Nevada—Balearen findet wahrscheinlich in den Alpen ihre Fortsetzung. Die Sierra Nevada ist ein Teil der sogenannten „betischen Kordillere“, in der nordwestwärts gewanderte Decken nachgewiesen sind. Stratigraphisch erinnert die Sierra Nevada an die axiale Zone der Alpen, in der die Trias konkordant auf metamorphem Perm ruht. Tektonisch erinnert sie an die kristallinen Rückenschilde der Alpen. Rif und Sierra Nevada bilden wahrscheinlich ein einziges Rückenschild. Dasselbe zeigt einen ovalen Einbruch. Die Drehung der kristallinen, paläozoischen, mesozoischen und tertiären Formationen von Melilla über Tanger-Gibraltar nach Antequera und Granada entspricht dem periklinalen Fallen des Rückenschildes. Die Miocänzone von Fez und Taza südlich des Rif entspricht der eng gedrängten Wurzelzone, die durch neogene Ablagerungen verhüllt ist. Ist diese Auffassung richtig, so streichen die Alpen bei Tanger und Trafalgar ins Atlantische Meer hinaus. Ist sie falsch, so hören die Alpen an einem Stück Altaiiden auf, das als unüberwindliches Hindernis die marokkanische Meseta mit der spanischen verband. Melilla hat eine tektonische Lage, die sich mit der von Genua vergleichen läßt.

(5) Die Provence und die Pyrenäen bilden eine weitere tektonische Einheit. Hier sind die Überschiebungen weniger riesig und etwas älter als in den Alpen.

EDUARD SUESS hat zuerst den Zusammenhang der Gebirgszüge erkannt, die das westliche Mittelmeer durchziehen und umgrenzen. Wir können nur einige neue Züge in das Bild bringen, das er mit genialer Schöpferkraft entwarf. Ein langes Altaiidenfragment reicht aus der Gegend von Savona und Genua bis in die Gegend von Almeria. Es ist zerbrochen und teilweise bis zu 5000 m versenkt. Am Ende des Oligocän aber bildete es eine ragende Masse, die vermöge ihrer Widerstandsfähigkeit das nördlich von Ligurien einheitliche Faltenbündel in zwei zerteilte: den Apennin und seine Fortsetzung, den Atlas, im Osten und Süden, die Alpen im Westen. Sie war so starr, daß die Dinariden sie nicht überwältigen, sondern sich nur unter sie schieben konnten, während sie die Alpen überdeckten. Am Ende des Oligocäns waren die Provence und die Pyrenäen fertig, am Beginn des Miocäns [vergl. dagegen das Referat p. 294. Ref.] die Decken von Korsika, Elba und des Apennin vollendet. Die Bedeckung der Alpen durch die Dinariden scheint sich dann erst im Mittelmioocän vollzogen zu haben. Später dann begannen die gewaltigen, von vulkanischer Tätigkeit begleiteten Einbrüche, die das heutige Bild des westlichen Mittelmeeres schufen.

Otto Wilckens.

### Asien.

**D. Muschketow:** Die östliche Fergana. (Bull. du com. géol. St.-Petersbourg 1910. 30. No. 10. XIV.)

Die vorliegende Abhandlung berichtet über die interessanten tektonischen Befunde des Autors im Oberlauf der Kara-darja östlich von Andischan, welche ein Ergebnis der im Turkestan begonnenen Kartierung darstellen. Stratigraphisch ist folgendes zu bemerken: oberes Silur ist zurzeit nur an einer Stelle nachgewiesen und in seiner allgemeinen Verbreitung unklar. Die ältesten, gut

bezeichneten Schichten sind unterdevonische Kalke mit reicher hercynischer Fauna, auf denen konkordant Quarzit- und Kalkschiefer lagern, welche von TSCHERNYSCHEW dem Stringocephalenhorizont gleichgestellt werden. Die Gegenwart von oberem Devon ist noch unsicher, denn der hierher gerechnete Kalk enthält schon viele Vertreter des Unter carbons. Über dem typischen  $D_1$  lagert gewöhnlich eine fast fossilere Serie von Sandsteinen und Schiefen mit Diabasen, welche von untercarbonischen Kalken mit reicher Fauna bedeckt wird und sich somit wohl als Devon dokumentiert. Diskordant über dem Carbon liegen Sandsteine und Schiefer mit Pflanzenresten — wahrscheinlich Rhät-Jura (Angara-Schichten von SUSS). Höher folgt eine Serie von Meeresablagerungen der Turon-Senon-Zeit (*Ostrea prominula*, *Gryphaea vesicularis*) mit mächtigen Einschaltungen von Gipstonen und darüber die Ferganaschichten — marines Eocän (*Gryphaea Esterházyi*). Zur Unteroligocänzeit zog sich das Meer zurück und es folgt eine mächtige Serie von Sandsteinen und Konglomeraten des jüngeren Tertiärs und des Quartärs, welche habituell den jüngsten Sedimenten der rezenten Flüsse sehr ähnlich sieht. Wir haben darin wohl Landbildungen, Produkte der Abtragung umliegender Gebirge zu sehen, die unter ähnlichen Bedingungen entstanden, wie auch heutigen Tages. Sie bilden die Vorhügel der Ferganaebene und legen sich an die mesozoisch-paläozoischen Ketten an. In der Ebene selbst ist ein mächtiger Löß entwickelt.

Die Tektonik erhält durch das winkelige Zusammentreffen zweier gleichwertiger gebirgsbildender Richtungen eine Komplikation und ein besonderes Interesse. Im S. wird die Ebene von der Alaikette begrenzt, welche NO. streicht und eine Überkipfung der Falten nach S., also einen tangentialen Druck von NW. zeigt; östlich, in der Gegend von Gultscha, sieht man eine scharfe Änderung im Streichen und es schließt sich ein NW. streichender, nach W. konvexer Bogen an, welcher etwa dem Laufe des Kursch-ab folgt, und weiter im N. wieder nach NO. umbiegt. An diesen Bogen schließt sich weiter östlich ein zweiter paralleler und eine Reihe NW. streichender Falten, welche die eigentliche Ferganakette zusammensetzen. Die Falten sind alle nach W. übergelegt, als deutliches Zeichen eines NO.-Schubes. Am inneren konvexen Rande liegt ein schmaler, gleich streichender Streifen von Syenit-Monzoniten. Das westliche Vorland ist besonders dort, wo die Falten auf das Alai-System treffen, durch eine starke disjunktive Gebirgsbildung (Verwerfungen, Gräben) zerrüttet, welche im allgemeinen dem Fergana-System parallel streicht. Wir haben also einen typischen Faltungsbogen vor uns, durch einen von NO. kommenden Schub gebildet. Da weiter im N. das Streichen wieder nach NO. übergeht, gewährt das Streichen der Falten das eigentümliche Bild eines römischen S. Da die von NO. kommende Gebirgsbildung ebenfalls die jüngeren Schichten betroffen hat, ist es nicht zugänglich, diese NW. streichende Phase als die ältere, vortertiäre anzusehen. Die Alai- und die Fergana-Gebirgsbildung sind zeitlich nicht zu trennen und müssen mehrfach alternierend eingesetzt haben. Die NO. streichende Alaikette ist der äußerste NO.-Teil eines großen, von SW. in das Ferganagebiet hereinziehenden Faltungsbogens, während die Ferganakette weit nach SO. nach Kaschgarien fortsetzt und das NW.-Ende eines der äußeren Tian-Schan-Bogen darstellt.

S. v. Bubnoff.

### Amerika.

- Rich, John Lyon: Recent Stream Trenching in the Semi-arid Portion of South-western New Mexico, a Result of Removal of Vegetation Cover. (Journ. of Science. **32**. 237—245. Oktober 1911.)
- Gravel as a Resistant Rock. (Journ. of Geol. **19**. No. 6. 492—506. September-Oktober 1911.)
- Haarmann, Erich: Geologische Streifzüge in Coahuila. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **65**. Monatsber. No. 1. 18—47. 1913. Mit 16 Textfig.)
- 

### Afrika.

- Mann, Otto: Die geologische Untersuchung des Dschangbezirks vom Januar bis Juni 1911. (Mitt. aus den Deutschen Schutzgebieten. **25**. 3. Heft. 217—232. 1912.)
- Staff, H. v.: Morphologische Ergebnisse der Deutschen Tendaguru-Expedition in Ostafrika 1911. Vortrag, gehalten auf dem XVIII. Deutschen Geographentag zu Innsbruck im Jahre 1912. (Verh. d. XVIII. Deutsch. Geographentages z. Innsbruck. 73—81. 1912.)
- 

## Stratigraphie.

### Devonische Formation.

- Herrmann, Fritz: Das hereynische Unterdevon bei Marburg a. L. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. **33**. Teil I. Heft 2. 305—395. Berlin 1912. Mit Taf. 18—23.)
- 

### Carbonische Formation.

**Kukuk und Mintrop:** Die Kohlenvorräte des rechtsrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirks. („Glückauf“. Berg- und Hüttenmännische Zeitschrift. Essen. 49. Jahrg. No. 1. 1913. 1—12.)

Mit Rücksicht auf das allgemeine Interesse, das einer Ermittlung der anstehenden Kohlenvorräte des rechtsrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirks entgegengebracht werden dürfte, erscheint es angebracht, das Referat über die Ergebnisse der für die Kohlenstatistik des Internationalen Geologenkongresses abgeschlossenen Berechnung mit der Karte zu veröffentlichen.

Nach Norden ist eine „natürliche“ Grenze des Steinkohlenbezirkes nicht vorhanden, da bisher jede genügend tiefe Bohrung das Steinkohlengebirge angetroffen hat. Es darf vielmehr angenommen werden, daß das Steinkohlengebirge nach Norden den Bereich des seinerzeit durch Bohrungen nachgewiesenen Verbreitungsgebietes erheblich überschreitet und nicht nur den tieferen Unter-

grund der Münsterschen Bucht erfüllt, sondern sich auch noch weit in die norddeutsche Tiefebene erstreckt. Allerdings dürfte hier die überaus große Mächtigkeit des Deckengebirges eine Gewinnung der Kohlen auch für die Zukunft unmöglich machen.

Die Gesamtmächtigkeit des produktiven Carbons schwankt zwischen 2650 und 3230 m und beträgt im Durchschnitt etwa 2940 m. Die Zahl der absolut bauwürdigen Flöze bewegt sich zwischen 27 und 66 und beträgt im Mittel 46, während sich die Zahl der absolut und „relativ“ bauwürdigen Flöze (über 30 cm) auf 69—120, im Mittel auf 94 beläuft. Der Anteil der absolut bauwürdigen Kohlenflöze am Gebirgskörper (mit 57,0 m Kohle) berechnet sich zu 2%, derjenige der absolut und relativ bauwürdigen Flöze (mit 78,6 m Kohle) dagegen zu 2,7%.

	Gebirgs- mächtigkeit  m	Kohlenmächtigkeit	
		aller absolut bauwürdigen Flöze  m	aller absolut und relativ bauwürdigen Flöze  m
Magerkohlen (unten) . . . . . (von der untersten Werksand- steinbank bis Flöz Sonnenschein ausschließlich)  im Mittel	1050—1150  1100	3,0—9,0  6,0	7,5—14,5  11,0
Fettkohlen . . . . . (von Flöz Sonnenschein bis Flöz Katharina einschließlich)  im Mittel	450—770  610	13,6—33,0  23,3	16,2—37,0  26,6
Gaskohlen . . . . . (von Flöz Katharina bis Flöz Bismarck einschließlich)  im Mittel	640—760  700	14,6—27,2  20,9	24,8—34,1  29,4
Gasflammkohlen (oben) . . . . . (von Flöz Bismarck bis zum hangendsten Konglomerat der Zeche General Blumenthal)  im Mittel	510—550  530	6,7—7,0  6,8	10,1—13,1  11,6
Summe der Einzelwerte . . .	2650—3230	37,9—76,2	58,6—98,7
Summe der Mittelwerte . . .	2940	57,0	78,6

Die Verf. teilen das gesamte Gebiet in die Schachtzone, die Bohrlochzone und die unaufgeschlossenen Flächen. Der Flächeninhalt der ersteren wurde planimetrisch zu 1532 qkm ermittelt (vergl. Karte und Profil p. 336).

An die Schachtzone schließt sich nach Norden und Osten die Bohrlochzone an, die im Westen durch den Rhein und im Norden und Osten durch die Grenzen der bisher auf Grund von Tiefbohrungen verliehenen Felder eingefafßt wird. Der Flächeninhalt der Bohrlochzone beträgt nach der planimetrisch vorgenommenen Feststellung 1728 qkm.

Der Flächeninhalt der unaufgeschlossenen Zone wurde zu 2910 qkm ermittelt; der Inhalt der drei Zonen zusammen beträgt also 6170 qkm.

Die unaufgeschlossene Zone wird im Süden durch die Bohrlochzone, im Westen durch den Rhein und den Meridian von Rees, 6° 24' östlich von Greenwich, im NW. durch die Reichsgrenze gegen die Niederlande und im Norden durch den Parallelkreis 52° begrenzt. Die östliche Grenze des flözführenden Steinkohlengebirges verläuft mit großer Wahrscheinlichkeit ungefähr im Meridian von Soest. Aus den letzten an der Grenze der Bohrlochzone stehenden Tiefbohrungen ergibt sich die Mächtigkeit des Deckgebirges zu rund 1300 m, so daß bis 2000 m Teufe durchschnittlich 700 m flözführendes Steinkohlengebirge verbleiben.

Im Anschluß an die zeichnerischen Darstellungen für die Schachtzone erfolgte die Bearbeitung der Bohrlochzone auf Grund der Ergebnisse sämtlicher Bohrungen sowie der vereinzelter Schachtaufschlüsse unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse des Gebietes. Im ganzen lagen 42 Querprofile von zusammen 842 km oder durchschnittlich je 20 km Länge vor.

Das Verhältnis der anstehenden Kohlen zur Gebirgsmächtigkeit der einzelnen Kohlengruppen wurde auf Grund der von jeder Schachtanlage vorhandenen und auf den heutigen Stand ergänzten Normalprofile für die verschiedenen Kohlengruppen getrennt berechnet.

Im westlichen Teile der unaufgeschlossenen Zone von etwa 1000 qkm Flächeninhalt wurde die aus der Schachtzone bekannte durchschnittliche absolut bauwürdige Kohlenmächtigkeit von 6,8 m auf 530 m Gebirgsmächtigkeit der Gasflammkohlengruppe und von 20,9 auf 700 m der Gaskohlengruppe, oder im Mittel von 27,7 m auf 1230 m gleich 2,3% des anstehenden flözführenden Steinkohlengebirges angenommen. Für die mittleren und östlichen Teile von 1910 qkm Flächeninhalt wurden für die Gaskohlengruppe wiederum 20,9 m und für die Fettkohlengruppe von 610 m Gebirgsmächtigkeit 23,3 m Kohle oder im Mittel 44,2 m auf 1310 m gleich 3,4% des Gebirgskörpers eingesetzt. Für die Teufen unterhalb 2000 m sind im westlichen Teile der Zone vorwiegend Gas-, Fett- und Magerkohlen mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2,1% des 2410 m dicken Gebirgskörpers dieser drei Gruppen angenommen worden, im östlichen Teile 1,75% des 1710 m mächtigen Gebirgskörpers.

Aus den Grundrissen und Profilen der Schacht- und Bohrlochzone wurden die streichenden Längen und flachen Bauhöhen, letztere für die einzelnen Teufenstufen 0—1000, 1000—1200 etc. ermittelt.

Die Summen der Produkte aus den streichenden Längen und dem Mittel der flachen Bauhöhen ergeben die Abbaufächen in den verschiedenen Kohlengruppen. Diese Flächen wurden mit der mittleren Mächtigkeit der Kohlengruppen multipliziert und so die anstehenden Kohlenmengen gefunden.

Die Vermehrung der anstehenden Kohlenmengen durch die Faltungen darf nicht überschätzt werden. Sie beträgt z. B. in der Schachtzone in der Fallrichtung nur rund 25%; in der Streichrichtung ist der Gewinn natürlich noch ganz erheblich geringer.

In der unaufgeschlossenen Zone ergeben sich die anstehenden Kohlenmengen ohne Berücksichtigung der hier kaum in Betracht kommenden Faltungen in einfacher Weise aus dem Flächeninhalt der Zone und dem prozentualen Anteil der Kohlenmächtigkeit an der Mächtigkeit des zwischen den Teufen 1300—1500, 1500—2000 und 2000 m bis zum Liegenden des anstehenden flözführenden Gebirgskörpers.

Die anstehenden Kohlenmengen sind in Millionen Kubikmeter angegeben, die Tonnenzahlen sind also um etwa 27% größer. Setzt man diese 27% für Abbauverluste in Rechnung, so bedeuten die aufgeführten Zahlen die Kohlenmengen in Millionen Tonnen. Von den für die Schachtzone bis 1000 m Teufe

### Überhaupt anstehende Kohlenmengen.

Teufenstufen m	Gasflam- kohlen Mill. <sup>1</sup> cbm	Gas- kohlen Mill. cbm	Fett- kohlen Mill. cbm	Mager- kohlen Mill. cbm	insgesamt Mill. cbm
-------------------	--	-----------------------------	------------------------------	-------------------------------	------------------------

#### Schachtzone (Flächeninhalt 1532 qkm).

0—1000 . . . .	1 140	9 491	14 056	10 546	35 233
1000—1200 . . . .	0	1 131	3 743	2 905	7 779
1200—1500 . . . .	0	1 419	3 402	4 003	8 824
1500—2000 . . . .	0	222	2 466	6 939	9 627
2000 bis z. Liegenden des flözführenden Gebirges . . . .	0	9	282	6 637	6 928
zus.	1 140	12 272	23 949	31 030	68 391

#### Bohrlochzone (Flächeninhalt 1728 qkm).

0—1000 . . . .	2 044	5 020	4 052	2 727	13 843
1000—1200 . . . .	2 389	6 368	4 273	1 506	14 536
1200—1500 . . . .	1 177	6 798	7 412	2 870	18 257
1500—2000 . . . .	938	9 509	11 953	5 440	27 840
2000 bis z. Liegenden des flözführenden Gebirges . . . .	0	4 464	18 649	26 881	49 994
zus.	6 548	32 159	46 339	39 424	124 470

<sup>1</sup> Millionen in Mill. abgekürzt.

## Unaufgeschlossene Zone (Flächeninhalt 2910 qkm).

Teufenstufen m	westlicher Teil der Zone		östlicher Teil der Zone		insgesamt Mill. cbm
	vor- wiegend Gasflamm- und Gaskohlen Mill. cbm	vor- wiegend Gas- und Fett- kohlen Mill. cbm	vor- wiegend Gas-, Fett- und Mager- kohlen Mill. cbm	vor- wiegend Fett- und Mager- kohlen Mill. cbm	
0—1000 . . . . .	0	0	—	—	0
1000—1300 . . . . .	0	0	—	—	0
1300—1500 . . . . .	7 420	21 560	—	—	28 980
1500—2000 . . . . .	18 300	49 900	—	—	68 200
2000 bis z. Liegenden des flözführenden Gebirges . . . . .	—	—	73 000	80 000	153 000
zus.	25 720	71 460	73 000	80 000	250 180

ermittelten Zahlen sind die bereits abgebauten Kohlenmengen von insgesamt rund 1900 Millionen Tonnen in Abzug zu bringen; davon entfallen nach dem Durchschnitt der Jahre 1898—1909 rund 27% = 500 Millionen Tonnen auf Gasflamm- und Gaskohlen, rund 62% = 1200 Millionen Tonnen auf Fettkohlen und rund 11% = 200 Millionen Tonnen auf Magerkohlen.

In allen drei Zonen zusammen finden sich folgende absolut bauwürdige Kohlenmengen, geordnet nach Teufen und Kohlengruppen:

Teufenstufen m	Gasflamm- kohlen Mill. cbm	Gas- kohlen Mill. cbm	Fett- kohlen Mill. cbm	Mager- kohlen Mill. cbm	insgesamt Mill. cbm
0—1000 . . . . .	1 594	8 788	13 136	6 898	30 416
0—1500 . . . . .	5 747	26 875	33 321	12 387	78 330
0—2000 . . . . .	11 996	54 869	60 504	18 377	145 746

Die Anzahl der Jahre, für welche die anstehenden Kohlenmengen unter Zugrundelegung einer jährlichen Förderung von 100 Millionen Tonnen ausreichen werden, ist auf der Tabelle p. 337 angegeben (im Jahre 1912 betrug die Förderung rund 102 Millionen Tonnen); 1 t ist gleich 1 cbm gesetzt.

Einen Überblick über die Kohlenförderung im rechtsrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk seit 1790 gibt das auf Grund der bergamtlichen statistischen Angaben entworfene Schaubild in der nebenstehenden Abbildung. Daraus ersieht man zunächst, daß die Förderung im Jahre 1800 nur einige hunderttausend Tonnen betragen hat. 100 Jahre später war sie auf rund

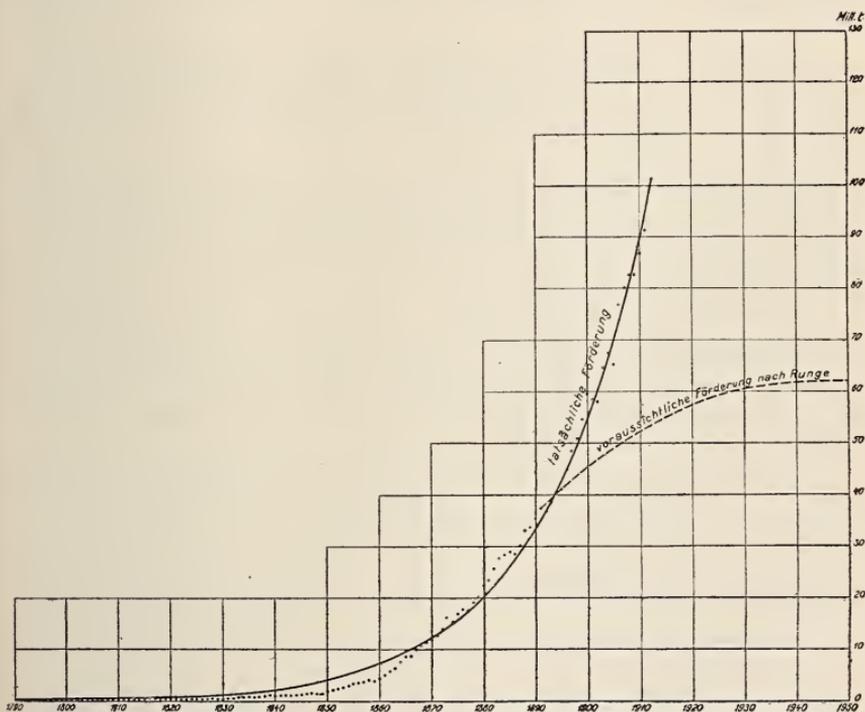








Zone	Absolut bauwürdige Kohlen			Relativ bauwürdige Kohlen			Insgesamt		
	Teufen			Teufen			Teufen		
	0 bis 1500 m Jahre	1500 bis 2000 m Jahre	0 bis 2000 m Jahre	0 bis 1500 m Jahre	1500 bis 2000 m Jahre	0 bis 2000 m Jahre	0 bis 1500 m Jahre	1500 bis 2000 m Jahre	0 bis 2000 m Jahre
Schachtzone . . .	319	56	375	137	32	169	456	88	544
Bohrlochzone . .	269	178	447	161	79	240	430	257	687
Unaufgeschlossene Zone . . . . .	176	440	616	89	180	269	265	620	885
zus.	764	674	1438	387	291	678	1151	965	2116



Graphische Darstellung der Förderung im rechtsrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk seit dem Jahre 1790.

60 Millionen Tonnen gestiegen und im Jahre 1912 sind 102 Millionen Tonnen erreicht worden.

Die in der Abbildung ausgezogene Kurve schließt sich der tatsächlichen Förderung in großer Annäherung an. Wie man sieht, wechseln in den einzelnen

Jahren Anstiege und Niedergänge miteinander ab, gleichen sich aber in einem größeren Zeitraum aus. Es ergibt sich also aus der Berechnung der ansteigenden Kurve die interessante Tatsache, daß sich die Förderung bisher nach einem exponentiellen Gesetz entwickelt hat. Will man der Kurve weiter folgen, so kommt man im Jahre 1920 auf eine Förderung von rund 150 Millionen Tonnen, 1930 von rund 250 Millionen Tonnen, d. h. auf die Hälfte der heutigen Produktion der Vereinigten Staaten. Ob diese Zahlen erreicht werden, läßt sich nicht voraussagen. Die natürliche Grundlage für eine solche Weiterentwicklung ist jedoch für absehbare Zeit gegeben. **Frech.**

## Triasformation.

**A. Wurm:** Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **63**. 1911. 38—169. 3 Taf.)

Nach einem geographischen Überblick bringt Verf. zunächst eine Besprechung der Natur der Aufschlüsse, einen historischen Überblick und ein ausführliches Literaturverzeichnis, dem sich ein größerer Abschnitt über die Stratigraphie anschließt.

Das Liegende der Trias bilden in der Provinz Zaragoza hauptsächlich silurische, selten cambrische und devonische Gesteine. Dyas scheint auf der Pyrenäenhalbinsel zu fehlen. Zwischen Paläozoicum und Trias ist überall eine deutliche Diskordanz vorhanden.

Die Bezeichnungen Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper wendet Verf. aus rein praktischen Gründen an, da sich im allgemeinen die triadischen Ablagerungen Aragoniens von unten nach oben in eine sandige, dolomitische und mergelige Schichtserie gliedern lassen. Faunistisch ist eine genaue Parallelsierung nicht leicht durchführbar.

Der Buntsandstein weist im allgemeinen große petrographische Ähnlichkeiten mit dem deutschen auf. Seine Mächtigkeit ist sehr veränderlich, im Maximum wurden 530 m gemessen. Die Hauptsedimente sind Konglomerate, Sandsteine, Tone und Mergel. Auch in dem aragonischen Buntsandstein sind Wellenfurchen, Trockenrisse, Kriechspuren und *Chirotherium*-Fährten häufig. Eine Gliederung des Buntsandsteins läßt sich kaum durchführen. Der einzige konstante Horizont ist das aus paläozoischen Gesteinen bestehende Basalkonglomerat. [Vergl. auch R. EWALD: Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in der Provinz Valencia. Ref.] Im mittleren und oberen Teile des Buntsandsteins wurden zur Gattung *Equisetites* gehörige Pflanzenreste gefunden. Die „fast absolute Gleichartigkeit der Sedimentbildung“ und das Erscheinen der *Chirotherium*-Arten in den beiden entfernten Buntsandsteingebieten legen dem Verf. die Vermutung eines großen zusammenhängenden Kontinents in der Buntsandsteinzeit nahe.

Bei der Gliederung des Muschelkalks wirkt die verschiedenartige Ausbildung der einzelnen Sedimente sehr erschwerend. In dem westlichen

Untersuchungsgebiet treten 1. Basisdolomite, 2. Wulstdolomite und unmittelbar unter den Keupermergeln Zellenkalke auf, die große Ähnlichkeit mit den Rauchwacken des mittleren deutschen Muschelkalks aufweisen. Die leider sehr schlecht erhaltene Seichtwasserfauna erinnert lebhaft an deutsche Formen, ohne jedoch eine genauere Parallelisierung zuzulassen.

In den östlichen Gebieten fällt die schwankende Mächtigkeit der Muschelkalksedimente auf. Dolomitische Gesteine sind auch hier vorherrschend. Im Becken von El Frasno wurde eine Dreigliederung beobachtet, die an die des deutschen Muschelkalkes erinnert. Zu unterst liegt hier ein 10 m mächtiger Dolomitkomplex mit zahlreichen Myophorien, in der Mitte folgt ein 20—30 m mächtiger Gipsmergelhorizont, im Hangenden tritt eine ca. 40 m mächtige Dolomiterie auf. Zwischen den Faunen der östlichen und westlichen Gebiete bestehen kaum Beziehungen. Besonders im unteren Muschelkalk treten deutsche Gattungen und Arten auf, z. B. *Myophoria intermedia* v. SCHAUR., *Gervilleia subcostata* GOLD. var. *falcata* ZELLER. Die wechselnde Mächtigkeit der einzelnen Muschelkalksedimente dieser östlichen Gebiete führt Verf. in Anlehnung an ANDRÉE auf Meeresströmungen während der Sedimentation zurück.

Der Muschelkalk in Aragón ist kontinental entwickelt. [Vergl. auch EWALD. Ref.] Der zentralspanische Muschelkalk ist, abgesehen von den bekannten Fundstätten von Mora im Ebrotal und Olesa (Provinz Barcelona) ausgezeichnet durch das Fehlen der Ceratiten. Ziemlich häufig finden sich dagegen Echinoidenreste und Gastropoden, letztere als Mikrofauna entwickelt.

Der Keuper, über Buntsandstein und Muschelkalk transgredierend, läßt sich wegen seines Fossilmangels schwer gliedern. Rot und grün gefärbte Mergel mit Gipseinlagerungen und vereinzelte Steinmergelbänke sind vorherrschend. Fossilien sind selten.

Das Hangende der Triassedimente bilden die Carñiolas [Carñiolas oder Carnjolas = Cargneules. Ref.], dunkelgraue, zuckerige, äußerst feinkörnige Dolomite mit einer Mindestmächtigkeit von 70 m.

Am Ende der Triaszeit drangen in diesen Gegenden basische Magmen in Form von Ophitgängen empor.

Verf. bringt weiter eine ausführliche Fossilbeschreibung. Er erwähnt folgende Gattungen: *Myophoria*, *Pecten*, *Daonella?*, *Terquemia*, *Placunopsis*, *Gervilleia*, *Nucula*, *Schafhäullia* (= *Gonodon*), *Myoconcha*, *Pleuromya*, ? *Pseudocorbula*, *Myacites*, *Anodontophora*, *Velopecten?*, *Lingula*, *Cidaris*, Ophiurenreste, ? Ostracodenreste, *Bactryllium*, *Acrodus*, *Cyclozoon*, *Rhizocorallium*.

Die Tektonik ist sehr einfach: NW.—SO. verlaufende Störungslinien wahrscheinlich postoligocänen Alters und lokale Faltungerscheinungen.

Es folgen Abschnitte über die geologische Geschichte, geomorphologische Beobachtungen, einige Lokalbeschreibungen und als Anhang die Triasscholle von Royula.

Eine geologische Karte von Zentralaragón (1:800000) und zwei Fossiltafeln sind diesen interessanten Untersuchungen beigelegt.

P. Grosch.

- Böhm, Joh.: Über Triasversteinerungen vom Bellsunde auf Spitzbergen. (Arkiv för Zoologi. 8. No. 2. 1—15. 1912.)
- Quaas, A.: Die Trias aus dem Blatte Nideggen. Bericht über die Aufnahmen auf dem Blatte Nideggen im Jahre 1909. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanstalt. 31. Teil II. Heft 3. 437—453. Berlin 1912.)

---

## Juraformation.

Schöndorf, Fr.: Das Vorkommen und die stratigraphische Stellung der „*Humeralis*-Schichten“ im nordwestdeutschen Weißen Jura. Vortrag, gehalten zu Hannover auf der Herbsthauptversammlung des Niedersächsischen geologischen Vereins am 19. Oktober 1912. (5. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. zu Hannover (Geol. Abt. d. Naturhist. Ges. zu Hannover). 23—63. 1912.)

---

## Kreideformation.

**Joh. Böhm und Arnold Heim:** Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizer Alpen. (Abh. Schweiz. pal. Ges. 36. 1—61. Taf. I, II. 1909.)

Die sogen. Seewenschichten und sonstigen Glieder der helvetischen Oberkreide haben neuerdings Fossilien geliefert, so daß die ganze Formationsabteilung nun besser gegliedert und ihrem Alter nach bestimmt werden kann. Ausgangsgebiet für die Untersuchungen des einen Verf.'s waren die Senonbildungen im Churfürsten-Mattstockgebiet. Über dem Seewerkalk liegen hier die etwa 50 m mächtigen Seewerschiefer, die aus dem Kalk allmählich hervorgehen und ihrerseits nach oben allmählich in die „Leibodenmergel“ (Leibodenalp westlich des Leistkammes) übergehen. Diese sind frisch grünlichgrau gefärbte, wenig oder nicht schiefrige Mergel, ohne reine Kalkbänke, mit charakteristischer Fauna. Nach oben gehen die Leibodenmergel in die Leistmergel über (Leistbach nördlich des Leistkammes), bläulichgraue, verwittert helle, weiche Mergel, deutlicher geschichtet als die Leibodenmergel, mit Kalkbänken von 5—20 m Mächtigkeit in weiten Abständen. Die Grenze gegen den hangenden mitteleocänen Wildfisch ist noch problematisch und verschwommen.

Die helvetische Oberkreide beginnt mit den Turriliten- oder *Bergeri*-Schichten, RENEVIER's Vraconnien. JACOB rechnet sie zum Albien, Verf. zum Cenoman. Mit *Turrilites Bergeri* kommt darin *Acanthoceras Mantelli*, *A. rotomagense* und außerdem *Schloenbachia varians* vor. Es handelt sich um einen Übergang vom Albien zum Cenoman. Verbreitung: nordwestliches Faziesgebiet des autochthonen Gebirges und der unteren und mittleren Decken.

Die Seewerschichten bestehen größtenteils aus dichten Kalken mit flaserigen Tonhäuten, mit Lageniden und Globigerinen, während makroskopische

Fossilien sehr selten sind. Sie sind eine Tiefseebildung, die das ganze Turon und wahrscheinlich außerdem auch noch das obere Cenoman vertritt. Die Seewerschichten fehlen im nordwestlichen und westlichen Teil des autochthonen Gebietes und in den Decken vom Vierwaldstättersee an westlich mit Ausnahme der Drusberg-Morgenberghorndecke, und zwar weil sie durch vormitteleocäne Denudation entfernt sind. Außer in dieser nordwestlichen fehlen sie noch in einer südöstlichen Zone, nämlich im südöstlichen Teil der Drusberg-Morgenberghorndecke (Frohnalpstock—Klingenstock, Brünig, Briener Rothornkette bis Harder). Die Seewerschichten (und ihr Liegendes bis zur Barrêmostufe) werden hier von den Wangschichten abgeschnitten, was einer vordanianischen Denudation entspricht.

Die Leibodenmergel kommen im südwestlichen Säntisgebiet, der Mattstock- und der Churfirstengruppe vor. Weiter westlich sind sie wegen des Fossil mangels nicht nachweisbar, sie liegen jedenfalls in der Übergangszone von der Kalk- zur Mergelfazies. Nach den Untersuchungen J. BÖHM's gehören sie zum Emscher.

Die Leistmergel sind in der mittleren Zone des helvetischen Faziesgebietes verbreitet. Eigentümlich ist ihre Wildflyschfazies und das gelegentliche Vorkommen exotischer Blöcke in ihnen. Sie enthalten eine Zwerg-Molluskenfauna und sind im NW. durch die vormitteleocäne, im SO. durch die vordanianische Denudation abgetragen. Sie werden 200—300 m mächtig und entsprechen vielleicht den Gerhardsreiter Schichten der Ostalpen. Alter senonisch.

Die Wangschichten sind dunkelbräunliche bis schwärzliche, rauhe, schieferige, sehr feinsandige Kalke mit Ton- und einem wechselnden Glaukonitgehalt. Die Schichtung ist gut, oft treten regelmäßige Kalklagen auf. Jünger als Campanien und gegen die Leistmergel scharf begrenzt, müssen die Wangschichten mit Vorbehalt zur danischen Stufe gerechnet werden. Vom Mitteleocän werden sie mit scharfer Grenze pänakkordant bedeckt. Sie gehören der südlichsten Zone des helvetischen Faziesgebietes an, nehmen nach Süden an Mächtigkeit zu und sind nur als Glied der Drusbergdecke bekannt.

Die Gliederung der helvetischen Oberkreide ist also:

5. Wangschichten . . . . Danische Stufe ?
4. Leistmergel . . . . . Senon (Aturische Stufe, besonders Campanien).
3. Leibodenmergel . . . . Emscher.
2. Seewerschichten . . . . Turon und oberes Cenoman.
1. Turrilitenschichten . . . . Unteres Cenoman.

Für die Kartierung ist zu empfehlen die Ausscheidung von Wangschichten, Andener Schichten (4., 3.) und Seewerschichten. Die Turrilitenschichten kommen zum Albien. Der Name „Seewer“ sollte auf den Seewerkalk beschränkt werden.

In einem zusammenfassenden stratigraphischen Überblick, den ARN. HEIM, weil darin die Tektonik berücksichtigt wird, als „tektonische Stratigraphie“ bezeichnet, wird die Verbreitung der verschiedenen Stufen dargelegt. Bei Ausglättung der Decken und Falten beginnen die Turriliten- und Seewerschichten

im NW. im Claridengebiet und in der Zone Kistenpaß—Calanda und werden von Lutétien überlagert. Die gleichen Verhältnisse zeigen Griesstockdecke, Wageten-, Glarner-, Mürtchen- und Axendecke sowie noch der Nordrand der Säntisdecke. Auf der Südseite des Mattstocks und im Säntisgewölbe III treten über den Seewerschichten noch Leiboden-, Leistmergel und Flysch auf. Die große Verschiedenheit im Ausmaß der vormitteloocänen Denudation spielt sich also im Osten innerhalb der Säntisdecke ab. Die Drusbergdecke ist stratigraphisch durch die Wangschichten gekennzeichnet. Im SO. ist aber in der Drusbergdecke unter den Wangschichten die Kreide stark abgetragen. So sind also die Seewerschichten, wie Leiboden- und Leistmergel in ihrer heutigen Verbreitung ein zonenförmiges Denudationsrelikt aus vormitteloocäner und vordanischer Zeit.

Der zweite, paläontologische Teil der Arbeit hat JOHS. BÖHM zum Verfasser. Neue Arten sind: Aus dem Leibodenmergel: *Eutrochus Escheri*, *Trochus trilix*, *Ziziphinus Studeri*, *Margaritella lentiformis*, *Drepanocheilus vagans*, *Avellana jabaeformis*, *Baculites Oberholzeri*; aus den Leistmergeln: *Ventriculites Escheri* RAUFF, *Axinus Arnoldi*, *Solariella alpina*, *Margaritella Ganzi*, *M. lentiformis* (s. o.), *M. conoidea*, *Astralium Arbenzi*, *Trochus granifer*, *Natica protensa*, *Pyrgulifera helvetica*, *Cerithium Baumgärtneri*, *Drepanocheilus vagans* (s. o.), *Tornatellaea subdoliolum*, *Bullinella Heimi*, *Tetragonites subepigonum*. Überall ist J. BÖHM Autor, außer bei dem *Ventriculites*.

Aus den Leistmergeln liegen mehr Versteinerungen vor als aus den Leibodenmergeln. Die Gastropoden überwiegen die Bivalven und Cephalopoden. Das Vorkommen von *Nucula Stachei* ZITT. in den Leibodenmergeln spricht für Emscheralter dieser Schichten. Sie gehören zu den Gosauschichten. Den Leistmergeln sind mit den Leibodenmergeln *Drepanocheilus vagans*, *Margaritella lentiformis* und *M. Ganzi* gemeinsam, ihre übrige Fauna weist abweichenden Habitus auf. Die Leistmergel sind Äquivalente des Obersenon. Mit den Gerhardsreiter (Pattenauer und Hachauer) Schichten haben sie keine Art gemeinsam. Die jüngste Zone des Campanien, die des *Scaphites constrictus*, ist durch das Vorkommen von *Scaphites* cf. *Niedzwiedzkii* UHL. am Obersee bei Näfels angedeutet. ARN. HEIM's Amdener Schichten (die Leiboden- und die Leistmergel) umfassen also Emscher und Senon, von der Zone des *Gauthiericeras Margae* SCHLÜT. sp. bis zu der des *Scaphites constrictus* Sow.

Otto Wilckens.

**Arnold Heim:** Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpaß, verglichen mit der Fazies der helvetischen Decken. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 24. Lief. 21—45. 1910.)

Aus der Untersuchung des Profiles des Val Frisal über Faschas zum Kistenstöckli, des Profiles des Muttenkopfes beim Muttensee ergibt sich dem Verf. die für das autochthone helvetische Gebirge bezeichnende Schichtfolge der Kreide und des Eocäns. Vergleicht man dieselbe mit der gleichalterigen Schichtfolge in den helvetischen Decken, so ergibt sich, mit dem Malm angefangen, folgendes:

Die Fazies des oberen Malms des Kistenpasses hat ihre nächsten Verwandten in den unteren helvetischen Decken des Walensee—Linthgebietes. Der Öhrlikalk, bisher im autochthonen Gebiet mit dem Malm zusammengeworfen, besteht im Kistenpaßgebiet aus dichtem Kalk und nimmt von Norden nach Süden an Mächtigkeit ab, demzufolge ist dieselbe auch geringer als in der Mürtschendecke. Der Valendiskalk besteht im wesentlichen aus Echinodermenbreccien. Die Valendismergel mit *Exogyra Couloni* (für die oberen Decken bezeichnend) fehlen im autochthonen Gebiet wie in den unteren Decken, desgleichen die *Pygurus*-Schichten. Der Kieselkalk der Hauterivestufe ist im Alvier und Drusberg 500 m mächtig und nimmt in der Säntisdecke bis zu ihrem Nordrand auf 50 m, in der Mürtschen- und Glarnerdecke auf 20 m ab. Im Val Frisal ist er noch 18 m mächtig, am Muttensee aber auf 8 m reduziert. An manchen der autochthonen Lokalitäten wird die Basis des Kieselkalkes durch eine 20 cm mächtige Austerbank bezeichnet, die obere Grenze durch eine sandige Echinodermenbreccie mit Glaukonitschlieren und Austern von bis 25 cm Länge. Die Drusbergschichten (Barrêmostufe) sind etwa 20 m mächtig, in den unteren Decken 30—40 m; in den höheren Decken sind sie mächtiger. *Exogyra sinuata* ist massenhaft vorhanden. Der Schrattenkalk (obere Barrêmostufe) ist bei Faschas 40, am Piz Dartjas 25, westlich der Kistenpaßhöhe 10 m mächtig. In den höheren Decken wird der Schrattenkalk mergelig. Das Albien dringt in bis 2 m tiefe Taschen des Schrattenkalkes ein. Das obere Aptien (Gargasien) fehlt. Die Turrilitenschichten, die auf der Ostseite des Calanda, also im autochthonen Gebiet, 7 m Mächtigkeit erreichen, sind in den helvetischen Decken etwa 1 m mächtig. GOGARTEN hat in den Turrilitenschichten des Piz Dartjas eine reiche Cephalopodenfauna gesammelt, darunter *Turrilites Bergeri*, *Acanthoceras Mantelli* und *Schloenbachia varians* in der gleichen Schicht. Die Turrilitenschichten sind Übergangsschichten und wurden 1896 von BURCKHARDT zum erstenmal ins Cenoman gestellt. Der Seewerkalk wird vom Mitteleocän abgeschnitten, so daß seine wahre Mächtigkeit im Autochthonen nicht angegeben werden kann.

Über den an Ort und Stelle kaum merklich schief abgeschnittenen Kreideschichten folgen die Bürgenschichten (30—40 m, mittleres Lutétium), die Pectinitenschiefer und die Flysch-Mergelschiefer (etwa 300 m, oberes Lutétium). Dies Eocän zeigt vollkommene Übereinstimmung mit dem der Wagetenkette.

In der Schichtfolge sind mehrere Diskontinuitätsflächen vorhanden, und zwar z. T. „bikonkordante“, d. h. dem Liegenden und Hangenden konkordante, teils „infra-pänakkordante“, d. h. die Diskontinuitätsfläche ist konkordant zum Hangenden und pänakkordant zum Liegenden.

Die Diskontinuität zwischen Zementsteinschichten und Öhrlikalk hat lokalen Charakter, denn sie fehlt in den Decken. Diejenige zwischen Öhrlikalk und Valendis-Echinodermenbreccie ist dagegen regional, indem im Kistenpaßgebiet, in der Mürtschen- und Glarnerdecke die untere Valendisstufe s. s. („Latuszone“) fehlt. Wahrscheinlich sind hier die Valendismergel nie abgelagert worden. Eine weitere Diskontinuität liegt zwischen Valendis- und Hauterivestufe, sie findet sich in den oberen Decken bis zur Axendecke, während in den unteren Kontinuität herrscht. Die Diskontinuität zwischen Schrattenkalk

und Gault ist sehr bedeutend (vergl. oben). Ob die Auslaugung des Schrattenkalkes auf Festlands-Karrenbildung oder auf submarine Auslaugung zurückzuführen ist, bleibt unsicher. Der infra-pänakkordante Kontakt von Kreide und Eocän beruht auf einer Transgression des letzteren über die schief abgeschnittene erstere.

Die dem Kistenpaßgebiet ähnlichste Ausbildung von Kreide und Eocän findet sich am Calanda und in der Wagetenkette sowie in der Glarnerdecke. Die Mächtigkeit der einzelnen Stufen verhält sich folgendermaßen:

Von Norden nach Süden nehmen an Mächtigkeit zu: Seewerkalk, Schrattenkalk, Drusbergschichten, Kiesel-, Valendis- und Öhrlikalk. In den Valendiskalk schalten sich aber drei Reduktionszonen ein, die mit Maximalzonen wechseln. Von Norden nach Süden nehmen an Mächtigkeit ab: die Bürgenschichten und das Albien. Die Kreideschichten nehmen also von Norden nach Süden (NW. nach SO.) an Mächtigkeit zu, ferner schalten sich in den oberen Decken mehr Mergel ein und zoogene Kalke vermergeln. Die nördliche Uferfazies ist durch vormitteocäne Denudation abgetragen; das Kreidemeer reichte unter dem Molasseland hindurch ins Gebiet des westschweizerischen Jura. Die Uferzone mag in der Gegend von Zürich gelegen haben. Mit dem Gault und namentlich dann den Seewerschichten verschwinden die Andeutungen an eine Annäherung gegen eine nördlich vorliegende Küstenzone. Das Eocän verhält sich insofern anders, als wir am Nordrand des Aarmassivs (Titlis, Kammerstock) die Anzeichen von Brackwasser in den Cerithienschichten und ferner grobe, vielleicht litorale Sandsteine finden.

Auch vom Standpunkt der Stratigraphie (oder wie ARN. HEIM, der eine große Vorliebe für neue Bezeichnungen hat, in diesem Falle sagt, der „Faziesgeologie“) sucht Verf. wegen der Übereinstimmung der autochthonen Fazies mit der der unteren Decken die Wurzel der Decken auf der Südseite des Aarmassivs. Schon aus diesem Grunde ist ROLLIER's Versuch einer Entkräftung der Deckentheorie abzuweisen.

Otto Wilkens.

## Tertiärformation.

Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. F. ETZOLD, Die Braunkohlenformation Nordwestsachsens. Mit 3 Taf., 16 Textfig. und einer graphischen Darstellung der Produktionsverhältnisse. 264 p. Leipzig 1912.

Verf. gibt eine Zusammenfassung der Resultate, die seither bei der geologischen Durchforschung Sachsens in bezug auf die Braunkohlenformation erzielt sind. Diese gliedert sich in eine untere und eine obere Abteilung, deren Alter durch die Fossilführung der bei Leipzig zwischen beiden lagernden marinen Schichten als unteroligocän und miocän bestimmt wird. Die mächtigste Entwicklung findet sich in der Gegend von Leipzig-Borna. Hier ist namentlich das unteroligocäne Braunkohlenlager, das als Hauptbraunkohlenflöz bezeichnet

wird, bedeutend. In seinem Liegenden steht zumeist die Knollensteinstufe an, die jedoch auch stellenweise fehlt, so daß die Braunkohle direkt auf dem Grundgebirge aufliegt. Auch der Knollensteinstufe, lichten Sanden, Tonen und Kiesen, sind vereinzelt kleine Braunkohlenflözchen eingelagert. Die Sande und Kiese führen lokal große Wasseransammlungen, die unter bedeutendem artesischem Druck stehen. Das Hauptbraunkohlenflöz von Leipzig-Borna hängt im Süden mit dem von Meuselwitz, im Westen mit dem der Provinz Sachsen zusammen. Es bildet in weiten Flächen einen einheitlichen Flözkörper, dessen Ablagerung im Osten und in der Mitte des Reviers ein lang dauernder Vorgang gewesen ist, während im Westen, Südwesten und Süden Unterbrechungen stattfanden. Die Sohle des Flözes senkt sich von Süden nach Norden und fällt im allgemeinen von den peripheren Teilen nach der Mitte hin ein, steigt am Grauwackenrücken von Plagwitz—Großschocher—Groitzsch empor, um an der westlichen Böschung desselben wieder nach Norden und Westen hin abzufallen. Die Kohle wird als Lignit oder Holz, Knorpelkohle (Stück-, Würfelkohle) und Klarkohle (erdige Kohle) bezeichnet, einzelne Schmitzen werden Schwelkohle genannt. Das Liegende ist von Wurzelresten durchzogen, auf dem als unterster Teil des Flözes die auffallend feste, dunkle Stückkohlenbank ohne erkennbare organische Reste lagert. Die untere Bank ist kompakt, geschichtet, voll organischer Reste, die mittlere grobstückig mit Wurzelstöcken. Von Schwelkohle ist hauptsächlich die obere Bank durchzogen, die häufig wellenförmig gefaltet, gekräuselt oder zickzackartig geknickt ist. Rücken und Buckel von Kohle sind ihr aufgesetzt. Diese Erscheinungen werden durch den Druck der auflagernden Schuttmassen erklärt. Außerdem sind starke Spuren tertiärer und diluvialer Erosion an der Oberfläche erkennbar. Die Genesis der ganzen Ablagerung wird an der Hand von POTONIE'S Ansichten geschildert: Die Stückkohlenbank besteht aus Sapropelgestein, das sich in einem verlandenden Flachsee abgelagerte. Die untere Bank „weist vollständig den Charakter eines der Inkohlung verfallenen Flachmoores auf. Die mittlere grobstückige Bank des Braunkohlenflözes mit ihren nicht selten noch in ursprünglicher Stellung befindlichen Wurzelstöcken und reichlicheren Stämmen verkörpert sichtlich ein Zwischenmoor in POTONIE'S Sinne. Schließlich muß ein Hochmoor, wie es dieser Autor beschreibt, im fossilen Zustande ein Braunkohlengestein ergeben, welches der oberen Bank des Leipzig-Bornaer Hauptbraunkohlenflözes gleicht“. [Verf. übersieht hier, daß Zwischen- und Hochmoor nur im kühler gemäßigten Klima vorkommen. Sie können im Oligocän nicht existiert haben, da die Pflanzen subtropische oder tropische Verhältnisse beweisen. Die Auffassung der Stückkohlenbank als Sapropel ist wenig begründet. Ref.] Ein oberes (mitteloligocänes bis miocänes) Braunkohlenflöz von weiter Verbreitung, geringerer Mächtigkeit mit unreiner Kohle ist nicht autochthon, sondern sekundär-allochthon, d. h. es besteht aus umgelagerter Kohle des Hauptbraunkohlenflözes, das demnach eine größere Verbreitung gehabt haben muß als jetzt.

Die obere (untermiocäne) Braunkohlenformation ist in Sachsen nur selten braunkohlenführend entwickelt. Die vorhandenen, wenig bauwürdigen Flöze bestehen aus erdiger bis knorpeliger Kohle mit kleineren Stammstücken. Durch den Wechsel knorpeliger und erdiger Partien und Einstellung von dünnen

Tonlagen wird eine gewisse Schichtung hervorgerufen. Auch dieses Flöz soll autochthon sein.

Kurze Beschreibungen der isolierten Vorkommen im Süden und Osten der Leipzig-Bornaer Hauptbraunkohlenmulde, der chemischen Zusammensetzung, der Entwicklung und wirtschaftlichen Verhältnisse, Tafelerklärungen und tabellarische Zusammenstellungen beschließen den Band.

**Stremme.**

---

**E. Koch, K. Gripp, A. Franke:** Die staatlichen Tiefbohrungen XIV, XV, XVI, XVII in den Vierlanden bei Hamburg. (Jahrb. d. Hamburg. Wissensch. Anst. 29. 1911. 4. Beiheft. Mitt. Mineral.-geolog. Inst.)

Es werden die genauen Profile von 4 Bohrlöchern, XIV bei Ladenbeck, XVII bei Bergedorf, XV bei Neuengamme, XVI bei Horn mitgeteilt, welche bis über 300 m Tiefe erreicht haben. XIV unter 81 m Alluvium bis zu 325 m Tiefe, Braunkohlensande des Miocän und anscheinend marines Oberoligocän. Bohrung XV Neuengamme wurde schon von KOERT beschrieben (dies. Jahrb. 1912. II. -405-), Bohrung XVI traf Miocän von 41—220 m und Oberoligocän bis 385 m., XVII Miocän von 61—200,4 m, Oberoligocän bis 290,5 m und Mitteloligocän bis 302,5 m. Es werden längere Listen von Fossilien aus den einzelnen durchbohrten Stufen aufgeführt; abgebildet wird *Mitra acicula* NYST., *Murex angustevanicatus* n. sp. und *Spirialis stenomphalus* n. sp.

Aus den Schichten von 227,80—400 m der Bohrung XVI lieferte A. FRANKE eine Liste der Foraminiferen, welche von 300 m an dem Rupelton angehören, darüber aber bezeichnende Arten desselben nicht enthalten, vielleicht also etwas jünger sind. Beschrieben und abgebildet wird *Discorbina Gürichi* n. sp.

**von Koenen.**

---

**Alexander Steuer:** Marine Conchylien aus dem Mainzer Becken. I. (Abhandl. Großh. hess. geol. Landesanst. 6. Heft 1. Mit 8 Taf. 1912.)

Nach dem Erscheinen von SANDBERGER's großer Arbeit über die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens sind besonders die Faunen der oberen, brackischen und Süßwasserablagerungen bis in die neueste Zeit genauer erforscht und beschrieben worden, über die unteren, marinen sind dagegen wesentlich nur Aufschlüsse beschrieben worden von LEPSIUS, SCHOPP, KINKELIN etc., während einzelne Arten im Anschluß an andere, norddeutsche Faunen erwähnt wurden. Jetzt wird eine Reihe von Arten, von denen reiches, gut erhaltenes Material vorliegt, genauer beschrieben und gut abgebildet. Neue Namen erhalten: *Murex Sandbergeri* v. KOENEN n. var. *arenaria*, *M. nodosus* (*M. Lamarcki* SBG. non GRAT.), *M. tricostatus*, *M. costulatus*, *Pinna Hassiaca*, *P. Moenana*, *Anomia striatella*, *A. simplex*, *A. costulata*, *Panopaea Koeneni*, *Avicula Lepsiusi*.

**von Koenen.**

## Quartärformation.

- Stamm, Kurt: Glazialspuren im Rheinischen Schiefergebirge. (Verhandl. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande und Westfalens. 69. Jahrg. 1912. 151—214.)
- Jentzsch, A.: Über den Schuppenbau der Glazialbildungen. (Extrait du Compte Rendu du XI. Congrès Géologique International. 1073—1077. 1910.)
- Lepsius, R.: Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in Europa. (Extrait du Rendu du XI: e Congrès Géologique International. 1027—1033. 1910.)
- Über die Einheit und die Ursachen der Eiszeit in den Alpen. Vortrag, gehalten auf dem XVIII. Deutschen Geographentag zu Innsbruck im Jahre 1912. (Verh. d. XVIII. Deutsch. Geographentages z. Innsbruck. 155—156. Berlin 1912.)
-