

# **Diverse Berichte**

# Geologie.

---

## Dynamische Geologie.

### Äußere Dynamik.

**E. W. Shaw:** The mud lumps at the mouths of the Mississippi. (U. S. Geol. Survey. Prof. Paper. 85. (B.) 9—27. Taf. I—III. Washington 1913.)

Schon seit langer Zeit haben die aus blaugrauem Schlamm bestehenden „mud lumps“ an der Einmündungstelle der „Passes“ des Mississippi in den mexikanischen Golf die Aufmerksamkeit der Geologen und Geographen gefesselt, ohne daß ihre Entstehung endgültig geklärt wäre. Es sind Aufwölbungen des Schlammbodens der vor den Passes ca. 10 Fuß unter Wasser liegenden Mündungsbarren; und sie tragen vielfach Schlammvulkane, denen auch Gase entweichen. Kein Wunder, daß die meisten Autoren zu der Anschauung gelangt sind, die auch R. CREDNER in seiner bekannten Monographie über die Deltas vertritt, daß aufsteigende Gase diese Schlammvulkane und damit die Aufragungen der mud lumps über den Wasserspiegel überhaupt verursachen, vielleicht auch in ähnlicher Weise, wie das POTONÉ neuerdings von einer neu entstehenden Insel im Ögelsee beschrieben hat; andere wollten die Aufwölbung auf den Druck der konstant wachsenden Deltasedimente zurückführen. Man hat die „Passes“ an ihren Mündungen teilweise mit Dämmen eingefast, damit das Wasser zusammengehalten wird und sich selbst den Lauf von Sedimenten offen hält. Aber anstatt daß hierdurch die Barre z. T. hinweggeräumt wäre, hat sich HILGARD'S Prophezeiung erfüllt, daß sich an der Innenseite der Barre, wo der Fluß am intensivsten in die Tiefe zu arbeiten sucht, neue „mud lumps“ bilden würden. Das Mississippidelta baut sich im Durchschnitt etwa 300 Fuß im Jahr weiter hinaus. Aber wie dem auch Rückschritte gegenüberstehen, so kommen anderseits ganz gewaltige Fortschritte vor, wurde doch im Jahre 1912 in der „Garden Island Bay“ das Land um 2000 Fuß vorgeschoben. Der Rückgang der Küste geht z. T. durch „Setzen“, durch Einsacken des Schlammbodens vor sich. Verf. gibt in Tabellen den

mechanischen und chemischen Charakter der Ablagerungen des Deltas an. Was ersteren betrifft, so besteht das Sediment der eigentlichen Mississippi-mündungen aus 51,2 % „silt“ (0,05—0,005 mm Durchmesser), 28,2 % „very fine sand“ (0,1—0,05 mm) und 13,0 % „clay“ (unter 0,005 mm), doch finden sich noch, wenn auch untergeordnet, Korngrößen von 1—2 mm. Eine Probe von „mud lump clay“ enthielt 8,91 % CO<sub>2</sub> + flüchtiger und organischer Substanz. Was Verf. über die Struktur des Deltas angibt und seinen Aufbau aus Stirnablagerungen („foreset beds“) und Deckschichten („topset beds“), entspricht zwar der schematischen Deltagliederung von CHAMBERLIN und SALISBURY, dürfte aber mit der Wirklichkeit wenig übereinstimmen. Auf alle Fälle ist die 30°-Neigung der „foreset beds“ übertrieben; denn, falls dieser Winkel wirklich gemessen wäre, würde der Autor dieses vermutlich angegeben haben. Die runden oder ovalen „mud lumps“ erheben sich ca. 20—30 Fuß über den Schlammboden und erreichen fast durchweg gleiche Höhen (zwischen 2 und 8 Fuß) über Wasser. Manche wachsen in wenigen Stunden, andere bedürfen Jahre hierzu. Auch ein Versinken kommt vor. Zur Ruhe gekommene lumps fallen in wenigen Jahren den Wellen zum Opfer. Die Tätigkeit der mud lumps ist besonders aktiv während und unmittelbar in der Folge hohen Wasserstandes. Das Zentrum der lumps besteht aus dunkelblaugrauem Ton und wird umgeben von aufgerichteten Schichten von Sand und „silt“, wodurch die Struktur eines „bysmalith“ entsteht. Zahlreiche Spalten durchziehen die Oberfläche. An diese Spalten sind die „mud springs“ gebunden, welche Salz- und Schlammwasser neben Sumpfgas fördern. Die Gase enthalten daneben O, N und CO<sub>2</sub>. Ihre Entstehung ist auf Verwesungsprozesse im Deltaschlamm selbst zurückzuführen. Daß sie aber nicht die Ursache der Aufwölbung der mud lumps, ihr Aufdringen auf Spalten vielmehr nur eine Begleiterscheinung dieser Aufwölbung sind, geht nach dem Verf. aus Folgendem hervor: 1. Die Aufwölbung der mud lumps geht nicht explosionsartig als Ausgleich hohen Gasdruckes vor sich. 2. Zahlreiche Bohrungen haben die Basis der Tone der mud lumps erreicht, ohne große Gasmengen anzutreffen. 3. Die mud lumps sind stets mit den Mündungen der „passes“ verknüpft, was besonders zu erklären wäre, falls Gase die Hauptrolle spielten. 4. Die leicht beweglichen Tonlagen sind in den mud lumps verdickt, nicht verdünnt. 5. Die entweichende Gasmenge ist relativ gering. 6. Die gleichmäßige Höhe der mud lumps scheint einem Druckgleichgewicht zu entsprechen; bei Entstehung durch Gasaufpressung wäre dieses schwer verständlich. Verf.'s neue Hypothese nimmt daher an, daß durch die ständig fortgehende Sedimentation nahe dem Ende der „passes“ ein Fließen der zwischen sandigeren Schichten liegenden plastischen Schlammagen im Sinne des abfließenden Wassers eintritt, wobei die ursprüngliche Schichtung verloren geht, und daß sich dieses Material dort staut, wo es auf die durch Wellen und Strömungen ausgeschlammten sandigeren und daher resistenteren Massen vor den Mündungen der „passes“ auftrifft. Selbst der Autor behauptet nicht, daß diese Hypothese eine endgültige Lösung des Problems darstellt. Auf alle Fälle

bliebe es noch zu erklären, woher der (hydrostatische) Druck kommen soll, welcher die unter Wasser abgelagerten Massen bis über den Wasserspiegel zu heben vermöchte. — Die Arbeit ist durch eine Reihe von Karten, welche Veränderungen des Deltas darstellen, und durch ausgezeichnete Tafelabbildungen illustriert, so daß man gute Vorstellungen von diesen schwer erreichbaren Bildungen erhält, deren Entstehung nach Meinung des Ref. auch nach dieser Arbeit eine noch offene Frage darstellt.

Andrée.

**C. Forch:** Dié Sedimentation und die Sedimente der Tiefsee. (Prometheus. 23. 1912. 475—477.)

Verf. gibt verschiedene Daten über die Sinkgeschwindigkeit von Planktonschalen und feinen Suspensionen im Meerwasser, sowie die Kalkauflösung im Meere, besonders nach den Angaben von THOULET, und bespricht zum Schluß seine eigene, bereits in dies. Jahrb. 1914. I. - 239- besprochenen Experimente über die Fällung feiner Tonrübungen in Salzlösungen.

Andrée.

**J. Thoulet:** Carte bathy-lithologique des fonds côtiers du golfe du Lion. (Compt. rend. 154. 1912. 152—154.)

Aus den kurzen Mitteilungen über die im Interesse der Schifffahrt und im Hinblick auf geologisch-paläogeographische Fragen unternommene lithologische Untersuchung der Küstengewässer des Golfes von Lion seien nur hervorgehoben die Lage der „Schlamm-Linie“ in 40 m Tiefe, der eckige Charakter der fluviatil transportierten Sandkörner, die Grobheit der Flachwassersande, die unter dem Einfluß der Küstenströmung (350 m in der Stunde) abgelagert werden, und die Entstehung der „matte“ genannten Bildungen (d. s. Verhärtungen der an Kalkschalen und organischen Resten reichen Sande durch  $\text{CaCO}_3$ , welcher durch bei der Verwesung entstehende Produkte ausgefällt wurde) zwischen Palavas und Grau du Roi. Die „la Planasse“ genannte Bank scheint die Lage der tertiären Küstenlinie zwischen dem Cap de Creus und der Provence anzugeben. Andréé.

**R. A. Daly:** Pleistocene Glaciation and the Coral Reef Problem. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 30. 1910. 297—308.)

Verf. glaubt eine Beziehung zwischen der diluvialen Vereisung und der Bildung der Korallenriffe in der Jetztzeit derart feststellen zu können, daß mit der Vergletscherung ein Fallen, mit dem Abschmelzen des Eises aber ein Steigen des Meeresspiegels innerhalb der Tropenzone, unabhängig von Krustenbewegungen, statthaben mußten. Und zwar sollen während des Steigens des Meeresspiegels durch Abrasion von Inseln, Untiefen und Kontinentalabhängen die verschiedenartigen, für das Korallenwachstum günstigen Unterlagen geschaffen worden sein, welche jetzt die Wallriffe,

Ringinseln etc. tragen. Als Niveauverschiebungsbeträge gibt DALY für das Fallen des Meeresspiegels 25—40 Faden, für das Wiederansteigen desselben über 30 Faden (1 Faden = 1,83 m) an. Die Bildung der Atolle etc. wäre danach ein indirekt glaziales Phänomen. Demgegenüber möchte Ref. meinen, daß zunächst der Beweis zu erbringen wäre bezüglich der Gleichzeitigkeit der in verschiedensten Riffgebieten nachgewiesenen Niveauverschiebungen, die sich bisher in keiner Weise auf eine solch einfache Formel haben bringen lassen. Die sehr jugendliche negative Verschiebung der Strandlinien, welche LANGENBECK für Riffbildungen aller drei Ozeane feststellen konnte, genügt mit ihren 1—6 m jedenfalls nicht; und daß für den übrigen regellosen Wechsel von Hebungen und Senkungen, den wir an der stark gehobenen Weihnachtsinsel bis zum gesenkten Funafuti-Atoll beobachten, nicht eustatische Bewegungen des Meeresspiegels, sondern aktive Schwankungen der Lithosphäre verantwortlich zu machen sind, bedarf keines Beweises mehr. Wenn DALY im übrigen auch in den Ergebnissen der letzten Funafuti-Bohrung einen Beweis für die Anschauungen DARWIN's nicht zu erkennen vermag, so führt er doch nichts an, was die Schlußfolgerungen der meisten Autoren, denen sich auch der Ref. anschließt, wirklich entkräften würde. Im Gegenteil genügt es für den Geologen, daß es in einem Fall, eben beim Funafuti-Atoll, geglückt ist, nachzuweisen, daß DARWIN's Senkungshypothese zu Recht besteht, und es fällt demgegenüber nicht ins Gewicht, wenn in vielen anderen Fällen Niveauschwankungen überhaupt nicht nachweisbar sind oder sich gar negative Verschiebungen feststellen lassen.

Andrée.

M. A. Howe: The building of „coral“ reefs. (Science. New series. 35. 1912. 837—842.)

Verf. wendet sich gegen die Definition der „Korallenriffe“, die der bekannte amerikanische Korallenspezialist und Geologe TH. W. VAUGHAN gegeben hat, und welche u. a. besagte, daß dieselben hauptsächlich durch Korallen aufgebaut würden. Bekanntlich gehen seit langem die Anschauungen der beteiligten Forscher bezüglich der Entstehung der Südtiroler „Dolomitriffe“ darin auseinander, ob Korallen oder Kalkalgen die Hauptgesteinsbildner darstellen. Dieser Streit wird auch betreffs der rezenten Riffe geführt, und der Geologe, der dem Aktualismus v. HOFF's und LYELL's huldigt, hat alle Ursache, diesen Streit aufmerksam zu verfolgen. HOWE, nach welchem „sometimes the plants predominate and sometimes the animals“, sieht doch die Pflanzen als die Hauptriffbildner an. Nach ihm gruppierte A. E. FINCKH, der die Biologie der Funafuti-Riffe schrieb, die riffbildenden Organismen nach ihrer Häufigkeit folgendermaßen: 1. *Lithothamnion*; 2. *Halimeda*; 3. Foraminiferen; 4. Korallen. Auch GARDINER sprach den Lithothamnien die größte Rolle zu. Nach MURRAY besteht der sogenannte „Korallensand“ der Bermudas hauptsächlich aus zerbrochenen Kalkalgen. Verf. selbst fügt noch hinzu die *Halimeda opuntia*-Riffe der Florida-Keys, die Bänke von *Goniolithon strictum* der



Bahamas, sowie die Riffe von *Lithophyllum Antillarum* und *daedaleum* der Küsten von Porto Rico. Er glaubt ferner Anhaltspunkte dafür zu haben, daß die Lithothamnen schneller wachsen als die Korallen und daher mehr zur Konsolidierung der Riffe beitragen als die letzteren. Nehmen wir dieses alles als richtig an, so wäre es nach Ansicht des Ref. gleichwohl verfehlt, nun nicht mehr von Korallenriffen zu sprechen. Unbeschadet der Möglichkeit, daß Kalkalgen der Quantität nach einen erheblichen, ja überwiegenden Anteil am Aufbau von Riffen haben können, ist doch gerade die Mannigfaltigkeit der knolligen, ästigen, baumförmigen, schirmförmigen etc. Steinkorallen, in deren Maschenwerk sich der Kalkdetritus fängt, das Charakteristikum der tropischen Korallenriffe der obersten Flachseezonen mit ihren dadurch bedingten charakteristischen Riff-Formen. Und wenn, wie HOWE zitiert, GARDINER Kalkalgenriffe auf den Malediven in 35 Faden, FINCKH am Funafuti-Atoll in über 100 Faden. AL. AGASSIZ auf dem Pourtalès-Plateau in 250—350 Faden fand, und wenn Verf. hierbei erwähnt, daß die Kalkalgen tiefere Temperaturen vertragen als die Korallen — sie finden sich bekanntlich auch in den Meeren der gemäßigten Zonen —, so geht daraus u. E. um so mehr hervor, daß die durch die Mitbeteiligung von Korallen charakterisierten Riffe der Tropen, auch wenn sie quantitativ reicher an Kalkalgen sind, doch unter der Bezeichnung „Korallenriffe“ besonders herauszuheben bleiben.

Andrée.

---

A. Wichmann: On the so-called atolls of the East-Indian Archipelago. (Akad. van Wetensch. Amsterdam. 1912. 698—711.)

Dana, die Luciparas, Maratua, Kakaban und Meati Mirang sind nicht, wie bisher angenommen wurde, Atolle, auch keine Bildungen rezenter Entstehung, sondern ihre Riffe gehören zu den Strandriffen. Gisser, Pasigi und die Agnieten-Inseln sind Flachseeriffe. Barrier-Riffe und Atolle fehlen also dem ostindischen Archipel. Die Riffbildungen desselben können daher nicht, wie geschehen ist, gegen DARWIN verwendet werden.

Andrée.

---

A. L. W. E. van der Veen: Barents-Zee. Jets over zeezand en grondstroomingen. (Tijdschrift van het Kon. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. (2.) 30. 1913. 207—211. 1 Kärtchen im Text.)

Verf. untersuchte mit Hilfe schwerer Lösungen 61 vom „Willem Barents“ im Jahre 1881 im Barents-Meer zwischen Nordeuropa, Spitzbergen und Nowaja-Semlja gelotete Meeresgrundproben aus Tiefen zwischen 37 und 1330, meist geringer als 200 Faden. An der Nordküste von Norwegen liegt ein Gebiet, dessen Sedimente reich an Spongiennadeln sind, welche Verf. als vom Golfstrom hertransportiert betrachtet. Die Verbreitung der Hornblende spricht für Transport durch Strömungen aus der Karischen

Pforte und aus der Richtung zwischen Franz-Josephsland und Nowaja-Semlja. Für solche Strömungen sprechen auch die gemessenen Temperaturen.

So wertvoll diese Einzeluntersuchung des Verf.'s sein mag, so sehr ist doch anderseits zu bedauern, daß derselbe die Untersuchung seines Materiales nicht auf alle Komponenten ausgedehnt hat, in ähnlicher Weise, wie es PHILIPPI u. a. neuerdings ausgeführt haben. **Andrée.**

### Radioaktivität.

**Ch. Moureu:** Recherches sur les gaz rares des sources thermales; leurs enseignements concernant la Radioactivité et la Physique du globe. (Compt. rend. 156. 1040—44. 1913.)

Verf. faßt die Ergebnisse der Untersuchungen über die seltenen Gase der Quellen zusammen, die er seit 1895, kurz nach der Entdeckung des Argons durch REYLEIGH und RAMSAY, z. T. gemeinsam mit BIGUARD und LÉPAPE erforscht hat. Alle Quellen enthalten He, Ne, Kr, X, Ar und radioaktive Emanationen. Der He-Gehalt der freiwillig entweichenden Gase geht bis 0,1 Vol.-% hinauf, während der He-Gehalt der Luft 0,00005 % beträgt. Die Quellen entnehmen ihren He-Betrag ebenso wie denjenigen an radioaktiven Stoffen den radioaktiven Elementen der Gesteine, die Luft ihren He-Gehalt den Quellen. Das Mengenverhältnis von Ar, Kr, X, N und wahrscheinlich von Ne ist für alle Quellen das gleiche und ungefähr dasselbe wie in der Luft. Die He-Menge dagegen ist in verschiedenen Quellen sehr verschieden, je nach dem Reichtum der Gebiete an radioaktiven Stoffen. Mehrere Linien des Kryptons hat man in den Spektren der Polarlichter festgestellt, also in Höhlen von einigen hundert Kilometern. **Johnsen.**

**G. Meyer:** Über den Radiumgehalt einiger Gesteine des Kaiserstuhles und des Schwarzwaldes. (Erste Mitteilung.) (Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. Br. 20. 1—6. 1914.)

Die Bestimmung des Radiumgehaltes geschah durch Emanationsmessung nach der Methode von STRUTT. Hierzu wurden die Gesteinsproben mit  $(\text{Na}, \text{K})_2\text{CO}_3$  eine Stunde lang geschmolzen, die erstarrte Schmelze mit kochendem Wasser extrahiert und der unlösliche Rückstand in HCl gelöst, so daß das zu untersuchende Material in zwei Lösungen gebracht war.

Dysanalyt und Koppit wurden 5—6 Stunden lang in einer Platinschale mit  $\text{HKS}\text{O}_4$  geschmolzen. Die gepulverte Schmelze wurde mit Wasser ausgezogen, der Rückstand mit  $(\text{K}, \text{Na})_2\text{CO}_3$  geschmolzen und mit kochendem Wasser extrahiert. Der Rest in HCl gelöst gab die dritte Lösung, die alle einzeln untersucht wurden.

Es ergaben sich folgende Resultate:

Substanz	Angewandte Menge in Gramm	Ra in 1 g Substanz in $10^{-12}$ g
1. Dysanalyt . . . . .	28,77	23,1
Dysanalyt . . . . .	10,00	22,9
2. Koppit . . . . .	1,524	176,5
3. Pyrit aus Koppitkalk . . .	0,768	0,0
4. Biotit von Badloch . . . .	6,462	4,0
5. Magnoferrit aus Dysanalyt- kalk . . . . .	9,107	2,92
6. Glimmer aus Dysanalyt- kalk . . . . .	2,021	10,9
7. Kalk a. d. Dysanalytbank .	25,531	2,3
8. Kalkstein von Schelingen aus dem koppitführenden Stein- bruche . . . . .	17,178	1,2
9. Schlamm aus der Badloch- quelle . . . . .	100	5,6
10. Wasser aus der Badloch- quelle . . . . .	—	In 511 ccm ist eine mit $2500 \times 10^{-13}$ g Ra im Gleichgewicht stehende Eman- tionsmenge ent- halten
11. Phonolith von Fohberg . .	12,7	16,2
12. Phonolith von Nieder-Roth- weil . . . . .	15,780	5,9
13. Tephrit von Numlinden . .	24,53	6,1
14. Tephrit vom Eichert . . .	7,244	10,1
15. Agglomerat vom Eichert .	9,704	2,3
16. Tephrit aus dem Gang an der Westseite des Horberig . .	13,61	9,9
17. Limburgit . . . . .	15,355	2,9
18. Granit von Eisenbach . . .	12,4	3,5
19. Baryt von Wolfach . . . .	24,655	0,5
20. Baryt mit Eisenspat vom Silberberg bei Aach unweit Freudenstadt . . . . .	9,345	2,3
21. Gneis aus der Nähe von Freiburg i. Br. . . . .	10,000	2,9



Ältere Eruptivgesteine scheinen einen geringeren Radiumgehalt zu besitzen als jüngere.

Die Mineralien Dysanalyt und Koppit wurden in größerer Menge gewonnen durch Auflösen von ca. 1000 kg Kalk vom Badloch und von Schelingen. Magnoferrit wurde magnetisch aus dem Rückstand gesondert. Im Dysanalyt wurden spektroskopisch gefunden Nb, Ti, Ce, La, Ca, Fe, Mn. Der Koppit enthielt Ce, La, Zr, außerdem Nb, Ti, Ca, Ba, Al Mg und Fe.

Das Spektrum vom Schlamm der Badlochquelle zeigte die Linien von Ca, Mg, Al, Fe, und Ti.

Da Titan auch im Tephrit vorkommt, durch den in größerer Tiefe die Badlochquelle strömt, so ist der Radiumgehalt des Wassers vermutlich auf diesen zurückzuführen. Hiermit steht auch die Größe der Aktivität besser im Einklang als mit der Annahme, das Quellwasser werde durch Berührung mit Mineralien von besonders hohem Radiumgehalt, wie Dysanalyt und Koppit, mit radioaktiven Stoffen beladen. **R. Nacken.**

---

**K. Fajans:** Die radioaktiven Umwandlungen und die Valenzfrage vom Standpunkt der Struktur der Atome. (Verh. d. d. phys. Ges. 15. 240—259. 1913.)

Verf. hat in einer Reihe von Arbeiten gezeigt, daß bei jeder  $\alpha$ -Strahlenumwandlung radioaktiver Elemente ein Übergang in die zweitnächste inedrigere, und bei jeder  $\beta$ -Strahlenumwandlung in die nächste höhere Gruppe derselben Horizontalreihe im periodischen System der Elemente stattfindet, und daß die  $\alpha$ -Strahlenumwandlungen der Emanationen aus der nullten Gruppe in die sechste Gruppe der nächsthöheren Horizontalreihe führen. Die Anwendung dieses Satzes auf das periodische System legt die Hypothese nahe, daß sämtliche Elemente komplexer Natur seien. Sie bestehen aus mehreren chemisch sehr nahe stehenden Stoffen, die zusammen eine „Plejade“ bilden. Bei Blei z. B. müßte ein Atomgewichtsunterschied zwischen Uranblei — Umwandlungsprodukt des  $\text{Ra F}$  — und dem Thoriumblei — Umwandlungsprodukt des  $\text{Th C}_2$  und  $\text{Th D}$  — von zwei Einheiten existieren, der ev. der direkten experimentellen Prüfung zugänglich sein könnte. Hiermit könnte im Einklang stehen die Tatsache, daß sehr uranarme Thormineralien einen kleineren Bleigehalt zeigen als Uranmineralien. Dies müßte der Fall sein aus Analogieschlüssen über die Gesetzmäßigkeiten in der Lebensdauer der Bestandteile einer Plejade.

Als Konsequenz ergibt sich, daß die üblichen Atomgewichte Mittelwerte sind, wodurch jeder Versuch, die Atomgewichte der Elemente als ganze Vielfache desjenigen eines Elements darzustellen, hinfällig sein muß. Indessen läßt sich der gleichartige Aufbau der Elemente aufrecht erhalten, wenn man annimmt, daß Helium und Wasserstoff Komponenten der schwereren Atome sind. Bei radioaktiven Prozessen ist bisher Wasserstoff noch nicht nachgewiesen worden, doch glaubt Verf. mit B. BOLWOOD eine Stütze

hierfür in der Tatsache zu sehen, daß neben Helium auch Wasserstoff in radioaktiven Mineralien enthalten ist. Auch könnte der häufige Wassergehalt zurückgeführt werden auf nachträgliche Oxydation des Wasserstoffs.

Interessant ist der Hinweis, daß Wasserstoff gerade in solchen Mineralien gefunden wird, die seltenen Erden als nicht unwesentliche Bestandteile enthalten. Dies dürfte eine Bestätigung sein für eine vom Verf. schon früher vertretene Anschauung, daß es sich bei den Elementen der seltenen Erden, die zwischen der dritten und vierten Gruppe einer Horizontalreihe verteilt sind, um Umwandlungen handeln könne, die mit der Ausschleuderung von Wasserstoffatomen mit nur je einem Valenzelektron in Zusammenhang stehen.

Verf. gibt weiter eine Theorie der Struktur der Atome, die sich von bekannten dadurch unterscheidet, daß er die Fähigkeit, Valenzelektronen abzuspalten, nicht dem ganzen Atom als solchem, sondern den es konstituierenden Wasserstoff und Heliumatomen zuschreibt.

Über das Wesen der  $\beta$ -Strahlumwandlung macht sich Verf. die Vorstellung, daß hierbei aus dem Innern des Atoms ein Heliumatom an die Oberfläche tritt und dafür ein Wasserstoffatom in tiefere Schichten verschwindet. Hiermit wäre gleichzeitig Erhöhung der Valenz und damit Übergang in eine höhere Gruppe derselben Horizontalreihe verbunden.

R. Nacken.

---

**B. Heimann:** Über das Verhältnis von Radium zu Uran in Uranpecherzen. (Inaug.-Diss. Berlin 1913. 39 p.)

Verf. sucht eine Entscheidung zu bringen, ob in uranhaltigen Mineralien das Verhältnis von Radium zu Uran ein konstantes ist oder nicht. Beobachtungen, die von andern Forschern an geologisch jungen und älteren Uranmineralien angestellt worden waren, hatten hierfür schwankende Werte ergeben, ein Resultat, welches nicht im Einklang mit der Zerfallstheorie stand.

Die Untersuchung umfaßt Broeggerit aus Norwegen und Uranpecherze von verschiedenen Fundorten: Afrika, Anselmyr bei Tvedestrand in Norwegen, Joachimsthal, Marienberg in Böhmen, Freiberg in Sachsen, Příbram in Böhmen, Colorado, Cornwall.

Nach gewichtsanalytischer Bestimmung des Uran als  $U_3O_8$  wurde der Radiumgehalt nach der von MARCKWALD und RUSSEL modifizierten STRUTT'schen Emanationsbestimmungsmethode ermittelt und durch direkte vergleichende Messung der  $\gamma$ -Strahlen des Radiums C.

Beide Methoden ergaben, daß innerhalb der Grenzen der Beobachtungsfehler vorzügliche Übereinstimmung der Werte des Verhältnisses Uran zu Radium besteht. Nach der Emanationsbestimmung ergibt sich folgende Tabelle, in deren zweiter Kolumne die Aktivität angegeben ist (ausgedrückt in Voltabfall pro Stunde), welche der von 1 mg Uran im Gleichgewicht entwickelten Emanation entspricht.

	I.	II.
Pechblende aus Afrika . . . .	71,20 % $U_3O_8$	124,3
„ „ Norwegen I . . . .	66,55	124,3
„ „ Norwegen II . . . .	64,39	124,4
„ „ Joachimsthal . . . .	63,52	124,9
„ „ Marienberg . . . .	41,46	124,5
„ „ Freiberg . . . .	23,74	124,8
„ „ Příbram . . . .	44,53	124,2
„ „ Colorado . . . .	59,95	142,4
„ „ Cornwall . . . .	9,01	124,1
Broeggerit aus Norwegen . . . .	65,80	124,2

Als Durchschnitt aus diesen Beobachtungen folgt:

$$1 \text{ mg Uran entspricht einem Abfall von } 124,4 \frac{\text{Volt}}{\text{Stunde}}.$$

Zur Ermittlung der absoluten Größe des Verhältnisses Ra : U wurden die Resultate bezogen auf eine genau bekannte Menge eines Radiumsalzes. Hieraus ergab sich für das Verhältnis Radium : Uran  $3,328 \cdot 10^{-7}$ .

R. Nacken.

**G. Berndt:** Über die Bestimmung des Emanationsgehaltes von Quellwässern. (Ann. d. Phys. IV. 38. 958—986. 1912)

Bei der Bestimmung des Emanationsgehaltes sind eine Reihe von Korrekturen zu berücksichtigen, um zu einwandfreien Resultaten zu kommen. Verf. berechnet die einzelnen hier in Frage kommenden Beträge. Es ist zu empfehlen, bei der Ausführung von derartigen Beobachtungen auf diese Arbeit zurückzugreifen, damit keine unrichtigen Zahlen verbreitet werden, wie es leider schon geschehen ist.

Auf Einzelheiten der Arbeit kann im Referat nicht näher eingegangen werden.

R. Nacken.

**C. Porlezza und G. Norzi:** Über den radioaktiven Tuff von Fiuggi. Eingeschlossene Gase — Radium- und Uran-gehalt. (Gaz. chim. 43. I. 504—510. 1913.)

Bei 200° entweicht durch Auspumpen aus 200 g Tuff etwa 25 cm<sup>3</sup> Gas, das in der Hauptsache aus CO<sub>2</sub>, einem unabsorbieren Rest, besteht, und Spuren von O und N-Verbindungen enthält. Spektroskopisch konnte Helium festgestellt werden.

Nach der Methode von STRUTT wird der Ra- und U-Gehalt bestimmt. In 1 g Tuff ist danach  $5 \times 10^{-12}$  g Ra enthalten. Der Urangehalt wurde analytisch bestimmt zu 0,0019 g U in 250 g Tuff, d. h.  $0,76 \times 10^{-5}$  g U in 1 g. Nach dem Radiumgehalt müßten sich  $0,676 \times 10^{-5}$  ergeben.

Die angewandten Methoden werden beschrieben. R. Nacken.

## Petrographie.

## Sedimentgesteine.

O. Bütschli: Untersuchungen über organische Kalkgebilde, nebst Bemerkungen über organische Kieselgebilde, insbesondere über das spezifische Gewicht in Beziehung zu der Struktur, die chemische Zusammensetzung und anderes. (Abh. Ges. d. Wissensch. Göttingen. Math.-phys. Kl. N. F. 6. No. 3. Berlin 1908. 177 p. 4 Taf.)

Wenngleich schon eine Spanne Zeit seit dem Erscheinen derselben verflossen ist, dürfte es sich doch auch heute noch lohnen, auf diese wichtige Schrift des bekannten Heidelberger Zoologen aufmerksam zu machen. Ausgehend von seinen bekannten Untersuchungen über Alveolarstrukturen und ähnliches war derselbe dazu gelangt, eine große Zahl organischer Skelettbildungen aus kohlensaurem Kalk und Kieselsubstanz näher ins Auge zu fassen. Hierbei hat er selbst sehr viele Versuche angestellt, um über die Natur der verschiedenen Pflanzen- und Tierskelette und über die Eigenschaften der dieselben zusammensetzenden mineralogischen Körper Aufschluß zu erhalten. Die Ausführungen über die verschiedenen Modifikationen des kohlensauren Kalkes, deren Verf. vier unterscheidet, haben daher nicht nur für den Biologen, sondern ebenso für den Mineralogen und Geologen Interesse. Von diesen vier Modifikationen (amorpher kohlensaurer Kalk, Calcit, Aragonit, VATER's dritte Modifikation [= Vaterit LINCK's]) erfährt der erste und die letztere eine besonders eingehende Darstellung. Der Conchit A. KELLY's und der Ktypeit LACROIX' werden als vom Aragonit nicht verschieden betrachtet. Ein besonderes Kapitel ist dem wasserhaltigen kohlensauren Kalk gewidmet, eine für Oolithinteressenten lesenswerte Einschaltung dem Karlsbader Sprudelstein. In „Untersuchungen über das Blut von *Anodonta* und *Astacus*“ wird STEINMANN's bekannte und oft wiedergegebene Ansicht, daß der kohlensaure Kalk der Molluschenschalen etc. entstehe, indem aus der Lebenstätigkeit des Organismus ausgeschaltetes Eiweiß infolge bakterieller Zerlegung Ammoniak bilde, welches entweder bereits im Eiweiß oder im umgebenden Wasser vorhandene Kalksalze als  $\text{CaCO}_3$  niederschlage, als den natürlichen Vorgängen in keiner Weise entsprechend zurückgewiesen. Eine für den Sedimentpetrographen äußerst wichtige, die reiche, aber sehr zerstreute Literatur zusammenfassende Zusammenstellung bezieht sich auf die chemische (und mineralogische) Zusammensetzung der organischen Kalkgebilde. Der Paläontologe, der über besondere Erhaltungszustände kalkabscheidender Formen im Zweifel sein sollte, wird durch das Studium dieses Kapitels in vielen Fällen von selbst zu einer raschen Deutung gelangen. Ein zweiter, kurzer Teil beschäftigt sich mit der Untersuchung von organischen Kieselgebilden. Jeder Forscher, der mit Spongien-Nadeln, oder Mineraloge, der mit Opal etc. zu tun hat, wird diesen Teil nicht ohne Erfolg einsehen. Endlich wird aber



auch der Kristallograph auf seine Rechnung kommen, sofern er sich z. B. für Kristallskelette und erste Anfänge der Kristallisation interessiert. Die verschiedensten Forschungsrichtungen auch der sogenannten anorganischen Naturwissenschaften haben daher alle Ursache, dem Verf. für seine mühevollen Untersuchungen dankbar zu sein.

Andrée.

**W. A. Caspari:** The Composition and Character of Oceanic Red Clay. (Proc. R. Soc. Edinburgh. 30. 1910. 183—201.)

Typischer roter Ton enthält nicht mehr als 20 %, in der Regel viel weniger oder sogar wie nichts an  $\text{CaCO}_3$ . Sehr gewöhnlich ist sein Übergang in Globigerinenschlamm. Im Pazifischen Ozean, wo er als das Sediment „par excellence“ zu gelten hat, erfolgt in der Arktis und Antarktis Übergang in Diatomeenschlamm, während in den übrigen Grenzgebieten, ebenso wie südlich von den Neufundlandbänken des nördlichen Atlantischen Ozeans, Übergang in terrigenen Blauschlamm beobachtet wird. Die vorliegende Untersuchung bezieht sich nur auf die Matrix des Sedimentes, nicht auf die stellenweise in derselben angehäuften Manganknollen, Otolithen, Haifischzähne, Bimssteine, Palagonit etc. etc.

Die Matrix der roten Tone besteht aus zwei Hauptbestandteilen, einmal aus amorphen wasserhaltigen Silikaten tonigen Charakters, zum andern aus fein verteilten wasserfreien Silikaten, die teils glasig, teils kristallin sind und als die Muttersubstanz der ersteren zu gelten haben. Die amorphen wasserhaltigen Substanzen besitzen nach neueren Feststellungen keine feste chemische Zusammensetzung, insbesondere ist viel mehr Kieselsäure vorhanden, als der Kaolinformel,  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , entspricht, und es scheint sich um kolloide Substanzen zu handeln. — Verf. diskutiert die bisherigen Analysen von rotem Ton, von denen insbesondere die BRAZIER's im Challenger Report mit Mängeln behaftet sind. Bemerkenswert sind die Feststellungen von F. W. CLARKE über das Vorhandensein gewisser seltener Elemente, wie Ti, Cr, Ni, Co, Sr, Ba, V, P, Mo, Cu, Pb, Zn, As, welche sich, abgesehen von letzterem, auch in den Manganknollen finden, die nach GIBSON außerdem noch Tl enthalten. CASPARI bestimmte die in den Challenger-Analysen vernachlässigten Alkalien, von den selteneren Elementen des roten Tones jedoch nur das Baryum. Untersucht wurden aus dem Nordatlantischen Ozean 2, aus dem Südatlantischen 1, aus dem Nordpazifischen Ozean 4, aus dem Südpazifischen 4, endlich dem Indischen Ozean 2 Proben, die von verschiedenen Expeditionen (Challenger, Seine, Albatroß, Valdivia, Gauß) stammen. Auf Einzelheiten der Analysen kann hier nicht eingegangen werden. Erwähnt sei nur noch die durch chemische und Färbemethoden gemachte Feststellung der Kolloidnatur der „Tonsubstanz“ des roten Tones und die hierdurch nahegelegte Möglichkeit der Adsorption von Ca, Mg und Alkalien, auf welche übrigens ein Jahr vor CASPARI's Arbeit schon GEBBING bei Gelegenheit der chemischen Unter-



suchung der Gauß-Proben die Aufmerksamkeit gelenkt hatte. Daraus ergibt sich die Unrichtigkeit von BRAZIER's Berechnung des Mg als  $MgCO_3$ , worauf manche Autoren (z. B. HÖGBOM) sich bei Dolomitbildungshypothesen gestützt haben.

Andrée.

W. A. Caspari: Contributions to the Chemistry of Submarine Glaucconite. (Proc. R. Soc. Edinburgh. 30. 1910. 364—373.)

Verf. benutzte zur Isolierung des Glaukonits ein chemisches Verfahren, mit dem es schließlich gelang, denselben in kolloide Suspension zu bringen. Er behandelte nach dieser Methode 1. einen sehr stark glaukonitischen (über 80 % in Körnerform, dazu noch 9 % „fine glauconite“!) Grünsand aus dem Pazifischen Ozean längs der Küste von Panama aus 1017 m, und 2. einen Grünsand von der Agulhas-Bank aus 201 m. Die Analysen ergaben folgende Resultate:

	I. aus dem Pazifischen Ozean	II. von der Agulhas-Bank
Si O <sub>2</sub> . . . . .	49,12 %	51,15 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,09 „	7,61 „
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	25,95 „	18,83 „
Fe O . . . . .	0,89 „	2,78 „
Mg O . . . . .	3,10 „	4,54 „
K <sub>2</sub> O . . . . .	7,02 „	7,80 „
Glühverlust . . . . .	7,12 „	7,56 „
	<u>100,29 %</u>	<u>100,27 %</u>

Der Glühverlust ist wohl hauptsächlich Wasser. Rechnet man Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO und FeO in K<sub>2</sub>O um, so würde eine Formel  $KFeSi_2O_6 \cdot H_2O$  gut mit diesen Analysen übereinstimmen. F. W. CLARKE ist zu derselben Formel gelangt, vernachlässigte jedoch das Wasser als nur „zeolithisches“. Wenn CASPARI nun auch zugibt, daß Glaukonit Wasser absorbieren kann, so meint er doch, daß das eine Molekül Konstitutionswasser sei. Die Möglichkeit, eine kolloide Suspension von Glaukonit, die  $1\frac{1}{2}$  g des Minerals auf das Liter Wasser enthält, herzustellen, spricht dafür, daß Glaukonit in Wirklichkeit eine kolloide Substanz ist. Doch zeigten die größeren Partikeln noch die charakteristische Doppelbrechung. Die Glaukonitflocken der Suspension adsorbieren ebenso gierig wie Ton Farbstoffe (insbesondere Methylenblau). Eine Verbrennungsanalyse des analysierten Glaukonits aus dem Pazifischen Ozean ergab das Vorhandensein von 0,31 % C, entsprechend mehr als dem Doppelten an organischer Substanz. „Now the most characteristic feature of glauconite under the microscope is its cellular or reticulated structure; it consists of a yellowish-green birefringent material enclosed in a dark isotropic network. From these data it seems legitimate to conclude that granular glauconite is composed of elementary particles of pure glauconite held together by a framework of some substance which is wholly or largely organic.“

[Wenn der Autor aber diese organischen Beimengungen als Humussubstanzen bezeichnet, so ist dieses vorläufig noch mit einem großen Fragezeichen zu versehen. Ref.] Trocknen fein gepulverten Glaukonits über konzentrierter Schwefelsäure entzieht dem Mineral nur einen Teil des Wassers. Der Rest dürfte chemisch gebunden sein. [Ebenso verhält sich roter Tiefseeton, d. i. dessen kolloide „Tonsubstanz“.] Die Doppelbrechung des rezenten Glaukonits dürfte Spannungsdoppelbrechung sein.

Andrée.

**Geo. C. Mackenzie:** The magnetic iron sands of Natashkwan, County of Saguenay, Province of Quebec. (Canada Dep. of Mines. Mines Branch. Ottawa 1912. 49 p. 22 Taf.)

An den Mündungen einer ganzen Anzahl von Flüssen am Nordufer des St. Lorenz-Ästuars und -Golfes finden sich Strandsande, die neben Quarz, Feldspat, Olivin, Granat, Ilmenit teilweise in reichlicher Menge Magnetit (bis 50 %) enthalten. Die schwarzen Magneteisensande, deren Mineralbestandteile den kristallinen Gesteinen des Canadischen Schildes entstammen, liegen in Linsen und Streifen zwischen den reineren Quarzsanden und kommen an einzelnen Stellen in solchen Massen vor, daß sich ein Abbau lohnt. Es liegen also Strandseifen vor. Der Hauptteil der Arbeit beschäftigt sich mit den Gewinnungsmethoden; die Tafeln zeigen teilweise recht interessante Küsten- und Dünenbilder, zum anderen Teile stellen sie Gebäude, Gruppenaufnahmen etc. dar, zur Vervollständigung des Bildes der selten besuchten Gegend.

Andrée.

### Verwitterung. Bodenkunde.

**P. Vageler:** Die Rodewald-Mitscherlichsche Theorie der Hygroskopizität vom Standpunkte der Kolloidchemie und ihr Wert zur Beurteilung der Böden. (FÜHLING's Landwirtsch. Zeitung. 61. 1912. 73—83.)

Nach MITSCHERLICH sollte die Hygroskopizität als eine der Bodenoberfläche in gewissen Grenzen proportionale Größe zur Charakterisierung aller physikalischen Bodeneigenschaften genügen, also auch die Unterscheidung der Hauptbodenarten als Sand, Lehm, Ton etc. unter Berücksichtigung der äußeren Oberfläche nach ihrem Verhalten zum Wasser gestatten. Das ist nach Meinung des Verf.'s jedoch nicht der Fall, wenn der Boden oder das Gestein aus sehr verschiedenen Korngrößen, aus einem „Bodenskelett“ und feinsten Teilchen besteht. Trotz ihrer hohen Hygroskopizität bleiben die damit versehenen Sande eben in ihrem Verhalten zum Wasser und damit auch zur Pflanzenwelt Sande, weil der Charakter eines Bodens nicht allein durch die additive Eigenschaft der Oberfläche seiner Körner, sondern gleichzeitig durch die Größe, Gestalt und Art der

Zusammenlagerung eben dieser Körner gegeben ist, die den Böden das Gefüge verleihen, von dem es abhängig ist, ob die Oberflächenkräfte der einzelnen Bestandteile überhaupt voll zur Wirkung kommen oder nicht. Beim Sande sind durch die erheblichere Größe der Bodenkörner die Kapillaren so groß, daß hier nicht allein molekulare, sondern auch grobmechanische Gesetze für das Kräftespiel gelten, wodurch nach Ansicht des Verf.'s die „Oberfläche“ im MITSCHERLICH'schen Sinne bei den großen Körnern einfach ausgeschaltet ist. Der heute vielfach übliche Grundsatz: Hygroskopizität gegen mechanische Bodenanalyse und umgekehrt wäre demnach genau so verfehlt, als wenn man sagen wollte, es hätten nur die feinsten Teilchen des Bodens, nicht aber das Bodenskelett Wert oder umgekehrt. Vielmehr ist gerade das gegenseitige Mengenverhältnis und sind die speziellen Eigenschaften beider Bodenkonstituenten von Wert. Mechanische Bodenanalyse (für das Bodenskelett, bezw. die gröberen Korngrößen) und Hygroskopizität als Kolloidreaktion müssen daher einander ergänzen. Als Grenze beider Reiche nimmt Verf. die Teilchengröße von 0,1 mm an, da darüber keine Hygroskopizität mehr genau meßbar sei. Wenn Verf. hierbei jedoch meint, daß dieser KÜHN'sche Grenzwert am besten mit der Theorie der Hygroskopizität im Einklang stände, so scheint dieses dem Ref. doch nicht ganz richtig zu sein. Die Hygroskopizität ist eine Oberflächenerscheinung, ihre Messung aber eine Oberflächenmessung, die sämtliche Oberflächen von sämtlichen Bodenteilchen einschließt, also auch die der Korngröße über 0,1 mm (KÜHN-VAGELER) oder 0,02 mm (ATTERBERG) Durchmesser. Ja, solche Teilchen können, soweit sie verwittern, kolloidale Oberfläche oder dünne Kolloidüberzüge (wie z. B. in vielen Sandsteinen mit eisenhydroxydischem Bindemittel) haben, sogar sehr große und recht gut meßbare Oberflächen besitzen. Daß zwei Bodenarten (Gesteine) im Gramm Boden die gleichen Oberflächen haben und trotzdem sehr verschieden sein können, wenn z. B. einer aus vorwiegend gröberen Körnern und einem Teil kolloidaler Bestandteile, der andere dagegen aus lauter Teilchen mittlerer Feinheit zusammengesetzt ist, diese Überlegung des Verf.'s ist sicher richtig. Aber jede Grenze, die man hier nach der Korngröße ziehen wollte, ist völlig willkürlich und Sache einer Vereinbarung. — Daß manche Böden bezw. Gesteine (die „allerschwersten“ Tone und die Humusstoffe) gänzlich Objekt der Hygroskopizitäts- bezw. Kolloidforschung sind, ist natürlich selbstverständlich. Zum Schlusse weist Verf. auf den hohen Wert des Hygroskopizitätsbegriffes als pflanzenökologischer Wertmesser des Bodens hin. Nach MITSCHERLICH können die Pflanzen erst dasjenige Wasser aufnehmen, welches über das Dreifache bis Doppelte der Hygroskopizität im Boden vorhanden ist, eine Gesetzmäßigkeit, die allerdings wohl nur in grober Annäherung gilt. Jedenfalls aber können Pflanzen z. B. in schwerem Ton nur dann Wasser aufnehmen, wenn er sein Volumen durch Aufschlänmen beträchtlich vermehrt hat. Hohe Hygroskopizität verstärkt die sogenannte physiologische Trockenheit des Bodens.

Andrée.

## Europa.

## f) Frankreich. Korsika.

**A. Michel-Lévy:** Sur les roches éruptives du Lyonnais. Granites en place et granites charriés. Évolution des magmas aux temps hercyniens. (Compt. rend. 156. 717—719. 1913)

MICHEL-LÉVY beschreibt Tiefen- und Ganggesteine des Lyonnais, die denen des Morvan sehr ähneln. 1. Albitsyenitporphyr (Oberdevon) von W. Poyet (Saint-Forgeux), älter als alle folgenden 2. Granit von Moulin de Tabourette. 3. Granit von Les Halles. 4. Granit von Charbonnières. 5. Granit vom Salomonberg, nicht mehr an seinem Ursprungsort, vielleicht von dem sehr ähnlichen Granit von Charbonnières, 40 km nordwestlich, herstammend. 6. Orthophyr von St. Clément. 7. Granitaplit von St. Symphorien-sur-Coise, Gang. 8. Granitaplit von Violay, Strom. 9. Amphibolporphyr von Courzieu, permisch.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO <sub>2</sub> . .	48,50	63,20	69,30	75,30	75,50	73,80	67,50	67,50	50,15
TiO <sub>2</sub> . .	3,46	0,95	0,84	—	0,13	0,25	0,78	0,26	1,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	17,20	17,15	14,40	13,82	13,80	14,60	14,60	15,65	16,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	0,40	0,20	—	—	—	—	0,43	—	2,65
FeO . .	9,23	3,72	3,02	1,08	0,66	2,35	2,00	2,43	5,58
MgO . .	8,22	3,32	1,94	0,90	0,77	1,17	2,35	1,70	8,38
CaO . .	3,19	3,06	2,97	0,45	0,32	0,06	2,88	1,77	8,61
Na <sub>2</sub> O . .	4,08	3,17	3,30	3,40	3,41	4,15	3,80	2,95	2,35
K <sub>2</sub> O . .	0,49	4,21	4,15	4,07	4,10	2,85	3,93	4,08	1,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . .	—	0,19	0,13	—	0,07	—	0,06	—	0,13
Glühverl.	6,20	0,60	1,00	0,80	0,90	1,50	2,00	3,20	3,90
Sa. . .	100,97	100,58	100,92	99,82	99,59	100,73	100,27	99,54	100,78

Johnsen.

**L. de Launay:** Sur quelques roches écrasées du Plateau Central. (Compt. rend. 156. 1434—39. 1913.)

Verf. beschreibt granitartige und gneisartige Mylonite, die im Westen des Zentralplateaus, z. B. östlich von Montluçon, z. T. an Granite und Gneise grenzen. Sie ähneln jenen zermalmtten Gesteinen, die TERMIER aus der Umgegend von Saint-Etienne beschrieben hat. Auch Puddingsteine, mancherlei Breccien, Zerreißungen, Spalten und deren Ausfüllung durch Quarz sowie schuppenartiges Übereinanderliegen ist zu beobachten. Das Alter dieser Umbildungen scheint carbonisch zu sein, und zwar zwischen dem Dinantien und dem Stephanien zu liegen; es ist dasjenige der von der Creuse beschriebenen Eruptiverscheinungen.

Johnsen.



**Ph. Glangeaud:** Les huit phases éruptives du volcan de Côme (chaîne des Puys). Un puits profond à travers les coulées de lave de ce volcan. (Compt. rend. 156. 1340—42. 1913.)

Nachdem Verf. 4 übereinanderliegende Ströme des Puy de Côme im Zentralmassiv festgestellt hat, sind jetzt durch eine Brunnenbohrung noch 4 andere Ströme festgestellt. Alle 8 Ströme entsprechen verschiedenen, durch längere Ruhepausen getrennten Phasen der vulkanischen Tätigkeit und sind mit den lockeren Auswurfsmassen und den Alluvionen zusammen 80 m mächtig. Es sind augititische und peridotitische Labradorporphyrite, die MICHEL-LÉVY beschrieb, limburgitische Basalte und Feldspatbasalte. Der Aufbau dieses größten Krater-vulkans der Puys-Kette hat Tausende von Jahren erfordert und fand zu Zeiten des paläolithischen Menschen statt. **Johnsen.**

### i) Schweiz.

**R. Lotze:** Beiträge zur Geologie des Aarmassivs: Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innertkirchener Granit. (Inaug.-Diss. Tübingen 1912. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 66. 217—301. 2 Taf. 8 Fig. 1914.)

In seinen Untersuchungen in der sog. „nördlichen Gneiszone“ des Aarmassivs zwischen Hüfigletscher (Maderaner Tal) und Gauligletscher (Urbachtal) behandelt Verf. im Anschluß an A. SAUER (dies. Jahrb. 1901. II. -227-; 1907. II. -69-) besonders die Erstfelder Gneise und den Innertkirchener Granit; an den Hauptteil schließen sich kürzere Abschnitte über das Carbon des Wendenjochs und die Tektonik des Aarmassivs.

**Die Erstfelder Gneise.** Verf. unterscheidet mit SAUER (l. c. 1907) im Erstfelder Gebiet einen dem Schapbachgneis des Schwarzwaldes entsprechenden Eruptivgneis und einen den Renchgneisen entsprechenden Sedimentgneis; Mischgneise spielen nach Ansicht des Verf.'s im Gegensatz zu W. STAUB, der 1911 die Gesteine vom Schapbachtypus als injizierte Schiefer ansprach, nur eine ganz geringe Rolle.

Der Erstfelder Eruptivgneis ist ein körnig-schuppiger Biotitgneis mit gut ausgebildeter Lagentextur. Der braune Glimmer bildet in häufig zusammenhängenden Lagen gewissermaßen das Gerüst der Gneisstruktur; zwischen diese Lagen ordnen sich die Feldspate (Oligoklasalbit und Orthoklas) mit tropfenförmigen Quarzeinschlüssen und der Quarz. Die Kristallisationsfolge ist die normale der Granite, „die nur deshalb nicht mit vollständiger Klarheit zum Ausdruck kommt, weil die zuerst gebildeten Glimmerlagen die Auskristallisation der übrigen Bestandteile unter einer gewissen räumlichen Beschränkung erfolgen ließen“ (p. 226); die Struktur ist mithin nicht kristalloblastisch, andererseits sind die mechanischen Er-



scheinungen viel zu schwach, als daß die Lagentextur auf Dynamometamorphose zurückgeführt werden könnte. Demgemäß wird das Gestein als primär parallelstruiertes Eruptivgestein bezeichnet, und zwar als Eruptivgneis; die Entstehung der Paralleltextrur möchte Verf. mit SAUER „durch eine Art Flußbewegung im Magma erklären“. Eine Abart, die schlierige Sonderung der Bestandteile sowie Biegungen, Fältelungen und Windungen aufweist (vom linken Renßufer der Gegend von Erstfeld), wird als Schlierengneis bezeichnet und mit Gneisen des Feldberggebietes im Schwarzwald verglichen; die Fältelung wird als primär im Gneismagma entstanden angenommen. Eine Durchaderung mit hellen Adern, die in die Gneislagen eindringen und linsenartiges An- und Abschwellen der Quarzfeldspatlagen verursachen, wird auf ein Eindringen neuer Nachschübe zurückgeführt.

Eine Zusammenstellung der beiden von KÖNIGSBERGER und STAUB mitgeteilten Analysen des Erstfelder Gneises mit der Zusammensetzung des Schapbachgneises zeigt gleichfalls enge Beziehungen.

Der Erstfelder Sedimentgneis ist wie der Renschgneis dunkler, viel feinkörniger, reich an Biotit, neben den Gemengteilen des Eruptivgneises enthält er Sillimanit und Graphit, seine Struktur ist kristalloblastisch bzw. granoblastisch und weist deutliche Anklänge an Siebstruktur auf; ihm liegt ein grauwackenhähnliches Sediment zugrunde. Eine vom Verf. ausgeführte Analyse eines feinkörnigen Biotitgneises von Silenen ergab:  $\text{SiO}_2$  69,12,  $\text{TiO}_2$  0,67,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,46,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,43,  $\text{FeO}$  2,71,  $\text{MgO}$  0,71,  $\text{CaO}$  2,10,  $\text{Na}_2\text{O}$  3,14,  $\text{K}_2\text{O}$  2,60, Glühverl. 0,73; Sa. 99,67.

Der Sedimentgneis enthält besonders an der Sustenstraße Einlagerungen von ursprünglich tonig-kalkiger und kalkiger Beschaffenheit, die jetzt als Orthoklas-Augitgesteine, Wollastonitfelse, silikatreiche Marmore erscheinen.

„Der Mineralbestand der Kalksilikatfelse, (Wollastonit, Augit, Vesuvian, Zoisit, Granat) spricht entschieden für Kontaktmetamorphose. Damit erhalten wir auch eine Andeutung wie wir uns die Entstehung des Sedimentgneises zu denken haben; auch er dürfte im wesentlichen unter den Verhältnissen der Kontaktmetamorphose gebildet worden sein.“ (p. 239.)

Mischgneise entwickeln sich aus den Sedimentgneisen durch Durchdringung mit eruptivem Material, aplitischen Gängen, von denen sich zuletzt in feine Adern auflösende Gängchen in das Nebengestein eindringen. Sie bestehen in der Hauptsache aus ziemlich großen idiomorphen Feldspäten, randlich teilweise myrmekitisch entwickeltem Orthoklas und fein lamelliertem Plagioklas; sie setzen quer oder schief zur Schichtung durch den Sedimentgneis hindurch oft in eigentümlich gebogenen und gewundenen Linien, entsprechend SEDERHOLM's „ptygmatisch gefalteten Aplitadern“.

Jünger als die Erstfelder Gneise sind Granitporphyre sowie basische Ganggesteine, die auf ein in der Tiefe verborgenes granitisches Magma hinweisen, „ohne Zweifel das des Innertkirchener Granits, das weiter nach W an die Oberfläche tritt“. (p. 245.)

Als Ergebnis seiner Untersuchungen über den Erstfelder Gneis spricht Verf. aus: „Das Erstfelder Gneismassiv ist mit dem des Schwarzwalds identisch, nach einer Unterbrechung durch Sedimentbedeckung tauchen hier bei Erstfeld wieder echte Schwarzwälder Gneise empor“ (p. 247). Für die Entstehung dieser Gneise schließt er sich völlig an SCHWENKEL an (dies. Jahrb. 1913. II. -415-) und bekämpft STAUB'S Auffassung, nach der der Erstfelder körnig-schuppige Biotitgneis und der Schapbachgneis sich entsprechende Injektionsgneise seien.

Die südlich anschließende Zone der **Sericitgneise** besteht aus verschiedenen Gesteinen, die durch den tertiären Gebirgsdruck das gleiche Gepräge erhalten haben: C. SCHMIDT wies in ihnen gepreßte Quarzporphyre nach (dies. Jahrb. Beil.-Bd. IV. p. 388 ff. 1886), die KÖNIGSBERGER kartographisch ausschied und als Unterlage sowohl des Carbons vom Bristenstock wie des Jura von Färnigen nachwies; auf der neuen Straße von Amsteg nach Bristen fand Verf. in der gleichen Zone metamorphosierten Erstfelder Sedimentgneis und hier wie besonders auf der Gotthardstraße oberhalb Amsteg auch gepreßten Eruptivgneis mit den aus Sedimentgneis entstandenen Sericitgneisen wechsellagernd. Als Ergebnis wird festgestellt, daß zwischen dem Zentralgranit, der nur wenig kataklastische Phänomene erkennen läßt, und den Erstfelder Gneisen, die fast vollständig frei von Druckerscheinungen blieben, eine Zone liegt, in der sich die mechanischen Druckkräfte in großartiger Weise ausgelöst haben.“ (p. 258.)

Der **Innertkirchener Granit** (zuerst von A. SAUER bestimmt als Granit angesprochen) erweist sich in seiner Hauptmasse als normaler, hypidiomorph-körniger Biotitgranit (Granitit), hierdurch sowohl vom Erstfelder Eruptivgneis wie vom Zentralgranit unterschieden. Örtlich ist eine primär parallelstruierte Fazies entwickelt, andere eigentümlich blaugrün gefärbte Gesteinsteile enthalten reichlich Pinit nach Cordierit, der auf Resorption sedimentären Materials zurückgeführt wird. Er stimmt mit dem Gasterengranit überein und wird mit ihm vom Verf. als „nördlicher Granit des Aarmassivs“ zusammengefaßt; dem schon von C. SCHMIDT 1893 (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. 21) angestellten Vergleich mit den Graniten des Schwarzwaldes stimmt Verf. zu und ergänzt ihn durch eine Analyse des Innertkirchener Granits von der Urbachsteige:  $\text{SiO}_2$  66,70,  $\text{TiO}_2$  0,81,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,62,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,45,  $\text{FeO}$  2,36,  $\text{MgO}$  0,89,  $\text{CaO}$  1,89,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,98,  $\text{K}_2\text{O}$  4,40, Glühverl. 2,14; Sa. 101,24 (nicht 100,24).

An den bekannten Scholleneinschlüssen wird der Granit pegmatitisch und besteht fast nur aus Oligoklasalbit und Quarz, in weiterer Entfernung wird er durch große Feldspate porphyrisch und zeigt vielfach durch Orientierung der Glimmerblättchen „umlaufende Paralleltexur“, eine Folge von Fließbewegungen des Magmas um die Schollen (Äußere Urweid). Die Schollen selbst sind hochmetamorphosiert, doch sind teilweise Gesteine der Erstfelder Gneise wiederzuerkennen; andere Schollen gehen auf tonige bis kalkige Sedimente zurück, beispielsweise Granatfelse, Kalksilikatfelse u. a. m. Auch die Marmorlinsen der Äußeren Urweid, die C. SCHMIDT mit BALTZER für abgequetschte Teile des Pfaffenkopfs hält, betrachtet Verf. mit A. SAUER als echte kontaktmetamorphe Schollengesteine.

Stark geschieferte granitische Gesteine und grüne, fettig anzufühlende Schiefer, die mit dem Granit an der Grimselstraße zwischen der Äußeren Urweid bis gegen Boden wechseln, erweisen sich als Quetschzonen im Granit, mit dem sie durch alle Übergänge verknüpft sind; Verf. unterscheidet gepreßten Granit, geschieferten Granit, Sericitschiefer und gibt eine ausführliche Schilderung der drei Stadien, für die auf das Original verwiesen werden muß. (p. 279—287.)

Bei der Besprechung des **Carbons vom Wendenjoch** wendet sich Verf. gegen die Annahme HUGI's, daß die „Knotenschiefer“ durch Kontakt mit dem nördlichen Gneis HUGI's (= Innertkirchener Granit) veränderte Gebilde seien (dies. Jahrb. 1910. II. -254-), ebenso gegen KÖNIGSBERGER's Ansicht, der die Aufrichtung der Schiefer des Wendenjochs der vom Zentralgranit bei seiner Intrusion ausgeübten hebenden Kraft zuschreibt (dies. Jahrb. 1911. I. -100-). Er nimmt eine Aufrichtung der Wendenjochschiefer durch eine hercynische (carbonisch-permische) Gebirgsbewegung an; der Innertkirchener Granit traf dann bei seiner Intrusion den Erstfelder Gneis und die Carbonschichten aufgerichtet an. Da das Carbon des Bifertengrätli (Tödi) durch seine Pflanzen als Oberes Westphalien bestimmt wurde und diesem Carbon die konkordant zum darüberliegenden Sedimentmantel liegenden Carbonschichten der Windgälle und des Bristenstocks gleichgesetzt werden, so muß das Wendenjochcarbon, dem der autochthone Sedimentmantel konkordant aufliegt, älter als Oberes Westphalien sein. Dies stimmt wieder mit den Verhältnissen des Schwarzwaldes überein, da dort der Granit Culm metamorphosiert, im Obercarbon aber schon als Konglomerat sich findet. Es ergibt sich somit für die geologische Entwicklung beider Gebiete vollständige Übereinstimmung, wie nebenstehende Tabelle (p. -199-) zeigt.

Ansichten des Verf.'s über die **Tektonik des Aarmassivs** sollen in der von ihm selbst gegebenen Zusammenfassung mitgeteilt werden, da ein näheres Eingehen ohne die Profile zu viel Raum beanspruchen würde. „Die ganze ‚nördliche Gneiszone‘ entspricht petrographisch und tektonisch

Schwarzwald	Alpen: nördliches Aarmassiv
Präcambrische bzw. altpaläozoische Bildung der Schwarzwaldgneise	Erstfelder Gneise
	Bildung der untercarbonischen
Culmzone Badenweiler—Lenzkirch	Schichten des Wendenjochs
	Aufrichtung der
Culmzone Badenweiler—Lenzkirch	Untercarbonschichten des Wendenjochs
	durch die erste hercynische Faltung
	Eindringen des
Schwarzwaldgranits	Innertkirchener Granits
	zwischen Unter- und Obercarbon
	Bildung der Obercarbonsschichten
des nördl. Schwarzwaldes (Berg- haupten, Diersberg, Ohlsbach usw.)	des Bifertengrätli, Windgälle, Bristenstock
Saarbrücker und Ottweiler Stufe	Obere Saarbrücker Stufe
	Zweite hercynische Faltung
Lokal	Lokal (Bifertengrätli) (nach ESCHER 1911)
	Bildung einer Abrasionsfläche.
	Für das Aarmassiv folgt dann
	Diskordante Überlagerung von Gneis und Untercarbon durch Arkose, Rötidolomit (= Muschel- kalk?), Jura usw.
	Hebung des Ganzen (Gneis + Untercarbon + Granit + Sediment- decke) durch die tertiäre Gebirgs- bewegung von SO her.

dem kristallinen Schwarzwald; sie stellt ein Stück echten varistischen Grundgebirges mit carbonischer Tektonik dar. Die sedimentären Zonen von Färnigen und Andermatt beweisen jedoch für den südlicher liegenden Teil des Aarmassivs sowie für das Gotthardmassiv das tertiäre Alter der Tektonik. Damit erscheint das (bis jetzt als einheitlich angesehene) Aarmassiv aus zwei verschiedenen Teilen zusammengeschweißt. Die Zone von Färnigen scheidet die carbonisch aufgerichtete ‚nördliche Gneiszone‘ von den tertiär dislozierten eigentlichen Zentralmassiven; die ‚nördliche Gneiszone‘ bildete das Widerlager bei der Alpenfaltung, was durch das Auftreten der sich südlich anschließenden Quetschzonen bestätigt wird.“ **Milch.**



### Nord-Amerika. Mexiko.

M. C. Wilson: The Banded Gneisses of the Laurentian Highlands of Canada. (Amer. Journ. of Sc. 186. 109—122. 1913.)

Auf Grund älterer und eigener Forschungen betrachtet Verf. den ganzen Laurentischen Gneiskomplex im wesentlichen als magmatischen Kern eines präcambrischen Kettengebirges, der auch in die tiefsten, durch Erosion entblößten Teile der benachbarten Geosynklinalen eingedrungen ist. Diese Annahme bezieht sich auf den ganzen aus Graniten und Granitgneisen, Syeniten und Syenitgneisen, Granodioriten und Granodioritgneisen, Dioriten und Dioritgneisen und massenhaft auftretenden Pegmatiten und Apliten, Pyroxeniten, Amphiboliten und Amphibolitgneisen bestehenden Komplex, der im östlichen Ontario und westlichen Quebec in einer Antiklinale zwischen zwei Geosynklinalen auftritt, von denen die nördliche aus stark gefalteten Sedimenten und Ergußgesteinen (vom Verf. Abitibi group genannt) aufgebaut ist, während die südliche aus Gesteinen der durch kristallinen Kalk charakterisierten Greenville series besteht. Die stofflichen Verschiedenheiten der Eruptivmassen führt er auf magmatische Differentiation zurück, die durch Einwirkung des Gebirgsdrucks auf das aufsteigende Magma besonders begünstigt wurde. Während der Verfestigung wurden die sich verfestigenden Teile immer wieder zerbrochen, auf den Spalten drang stets von neuem Magma ein und empor, der Gebirgsdruck gab den stofflich verschiedenen Teilen immer wieder plattige Gestalt, faltete sie und beeinflusste sie und ihre Bestandteile mechanisch, so daß schließlich der Komplex bis zu einem gewissen Grade umgewandelten und deformierten Sedimenten ähnlich wurde.

Feinkörnige granitführende Glimmerschiefer, die besonders in der Nähe der Nordgrenze des laurentischen Gneiskomplexes auftreten, werden als Paragneise angesprochen. Milch.

---

Clapp, Ch. H.: The Igneous Rocks of Essex County Massachusetts. Diss. Massachusetts. Inst. of Tech. 1910.

Allan, J. A.: Geology of the Ice River District British Columbia. Diss. Massachusetts. Inst. of Tech. 1912.

Bliss, E. F. and A. J. Jonas: Relation of the Wissahickon Mica-Gneiss to the Shenendoah Limestone and to the Octoraro Micashist of the Doe Run-Avondale District, Coatesville Quadrangle, Pennsylvania. Diss. Bryn Mawre College. 1914.

Fenner, C. N.: The mode of Formation of certain Gneisses in the Highlands of New Jersey. (Journ. of Geol. 22. 1914.)

---



### Zentral- und Süd-Amerika. Westindische Inseln.

**Dublancq-Laborde:** Sur l'existence de blocs calcaires métamorphisés dans les tufs ponceux de la Montagne Pelée. (Compt. rend. 154. 824—826. 1912.)

Auf Martinique findet man in dem Paillacard-Bache südlich des Prêcheur an der NNW-Küste der Insel sowie in den tiefen Schluchten des Morne Fortuné am linken Ufer des Céron-Baches Kalkblöcke, die als enorm große Einschlüsse der Bimsstein-Tuffe aus diesen herausgewittert sind. Diese bis 20 m<sup>3</sup> großen Blöcke finden sich nur am Westabhange des Mont Pelé. Die einen dieser Kalkblöcke sind kompakt, grau und gelb gebändert und fast frei von Fossilien. Die anderen sind reich an organischen Resten und nach letzteren als miocän bestimmt worden. Im Kontakt mit dem Andesit ist das Korn ein wenig gröber, auch stellen sich Granaten und anscheinend Wollastonit ein. Der Hypersthen des Andesits ist oft in Saponit übergeführt, der Plagioklas durch Opal verdrängt, das Gestein weitgehend calcitisiert. Die Grenze zwischen Kalkblock und Andesit ist oft durch einen feinen Saum von grünem Augit markiert, während der Andesit unmittelbar jenseits der Grenze Granaten und farblosen Augit als endogene Kontaktbildungen aufweist.

Johnsen.

**T. A. Bendrat:** The Rocks of the Cerro de Santa Ana on Paraguana, Venezuela. (Amer. Journ. of Sc. 187. 268—272. 2 Fig. 1914.)

Der Cerro de Santa Ana, 2975' hoch, der höchste Berg auf der zu Venezuela gehörigen Halbinsel Paraguana, unter 70° w. L. und 11° 50' n. Br. gelegen, besteht nach Angabe des Verf.'s vollständig aus einem Lakkolith basischer Gesteine, und zwar in den tieferen Teilen aus feinkörnigem Diabas, auf den nach oben ein als Hornblendeporphyrith bezeichnetes Gestein und schließlich, das scharf abgesetzte Gipfelhorn bildend, ein fein- bis mittelkörniger Hornblendediorit folgt. Der Diabas besteht aus vorwiegendem Anorthit, kleineren Mengen von Olivin und zurücktretendem Augit, die in gleicher Weise als Einsprenglinge und Grundmasse auftreten; der Hornblendeporphyrith enthält Hornblende und vereinzelt Feldspat in einer aus beiden Mineralien aufgebauten Grundmasse, der Hornblendediorit baut sich auf aus Plagioklas (Labradorit bis Anorthit) und lichter Hornblende in opitischem Gefüge.

Milch.

### Pazifisches Gebiet.

**O. Hähnel:** Beiträge zur Kenntnis der Geologie Neu-Guineas. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 66. -250—254-. 1 Fig. 1914.)

Aus dem von LEONHARD SCHULTZE in Neu-Guinea bei seiner Erforschung der durch den 141. Längengrad gebildeten politischen Grenze

gesammelten Material hat Verf. 6 Sande und verwitterte Gesteine untersucht. Die Analysen beziehen sich auf

I. Sand vor der Tamimündung an der Nordküste (zwischen Humboldt-Bai und Bougainville-Bai) abgelagert, bestehend aus 25 % Quarz, 10 % Magneteisen und Chromeisen und Granatbruchstücken, 9 % Epidot und Rutil, 6 %  $\text{CaCO}_3$ , wenig Plagioklas und Augit, vereinzelt Zirkon.

II. Sand vom Ufer des Sepik (Kaiserin-Augusta-Fluß) beim „Hauptlager“ (etwas südlich von 4° s. Br.), wesentlich aus vulkanischem Glas und Quarz mit zurücktretendem Erz bestehend.

III. Flußsand aus der Nähe der „Bergpforte“, der Stelle, wo der Sepik bei ungefähr 4½° s. Br. aus dem Gebirge heraustritt, bestehend aus Bruchstücken von Tonschiefer, Quarz und Augit.

IV. Uferlehm des Sepik unterhalb des „Hauptlagers“.

V. Brocken des nahe der „Bergpforte“ unter Waldboden sich befindlichen zersetzten Gesteins, „in der Richtung auf Kaolin zersetzter Porphyry“ (mit stark verkieselten Porphyrbuchstücken).

VI. Lehm, aus dem Gestein an der „Bergpforte“ entstanden.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
$\text{SiO}_2$ . . . . .	50,0	70,6	75,5	61,2	58,6	59,9
$\text{TiO}_2$ . . . . .	9,4	0,9	0,9	1,6	1,8	1,9
$\text{Al}^2\text{O}_3$ . . . . .	9,8	6,5	4,9	13,5	14,7	16,8
$\text{Fe}^2\text{O}_3$ . . . . .	8,7	16,4	7,8	14,0	12,2	6,1
$\text{FeO}$ . . . . .	6,3	—	—	0,5	—	—
$\text{MgO}$ . . . . .	1,8	0,5	1,6	—	0,6	0,5
$\text{CaO}$ . . . . .	4,2	1,8	2,1	0,3	0,2	0,9
Alk. . . . .	0,9	2,1	1,6	—	1,2	0,5
Gl.-V. . . . .	—	0,8	4,8	9,0	10,5	11,6
$\text{ZrO}_2$ . . . . .	0,2	—	—	—	—	—
$\text{Cr}^2\text{O}_3$ . . . . .	4,3	—	—	—	—	—
$\text{MnO}$ . . . . .	0,9	—	—	—	—	—
$\text{P}^2\text{O}_5$ . . . . .	1,1	—	—	—	—	1,1
$\text{CO}_2$ . . . . .	2,5	—	—	—	—	—

(Sa. . . 100,1    99,6    99,2    100,1    99,8    99,3)

Die Summen sind vom Verf. nicht angegeben.

Milch.

## Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

### Allgemeines.

**G. Berg:** Die mikroskopische Untersuchung der Erz-lagerstätten. Berlin 1915. 197 p. 88 Textfig.

Die vorliegende Schrift will dem angehenden Lagerstättenmann als Wegweiser bei seinen mikroskopischen Untersuchungen dienen. Sie ist in vier Abschnitte eingeteilt: I. Optische und mikrochemische Untersuchungsmethoden; II. Mikroskopische Eigenschaften der häufigsten Erze und Gangarten; III. Mikrostrukturen der wichtigsten Lagerstättenarten; IV. Petro-

graphie der thermalmetamorphen und pneumatolytisch veränderten Nebengesteine.

Im ersten Abschnitt behandelt Verf. zunächst die für die mikroskopische Bestimmung der durchsichtigen Mineralien wichtigsten Beziehungen der Lichtbrechung und Doppelbrechung. Bei den undurchsichtigen Mineralien wird die metallographische Arbeitsweise beschrieben und auf die Abhängigkeit der Oberflächenbeschaffenheit des polierten Schliffes von den Kohäsionseigenschaften der Mineralien besonders hingewiesen. Der Auffassung des Verf.'s, das KÖNIGSBERGER'sche Verfahren zur Erkennung und Messung der optischen Anisotropie undurchsichtiger Stoffe im gespiegelten Lichte sei für die Untersuchung von Erzgemischen kaum geeignet, möchte sich Ref. nicht anschließen. Die Anordnung von KÖNIGSBERGER, die an einem größeren mineralogischen Mikroskop anzubringen ist, kann nicht nur die Frage der Isotropie oder Anisotropie beantworten, sondern sie kann auch über die Orientierung der Teile einer Mineralart zueinander in Verwachsungen Aufschluß geben. So könnte damit wohl u. a. die Art der „schriftgranitischen“ Erzverwachsungen, z. B. von Buntkupfererz-Kupferglanz und Buntkupfererz-Kupferkies, festgestellt werden.

Nach der Optik kommt die Mikrochemie nebst den Färbe- und Anlaufverfahren zu ihrem Recht. Den Schluß bilden einige Angaben über die Trennung von Mineralpulvern durch schwere Lösungen und den Elektromagneten, über mikroskopische Messungen und Mikrophotographie.

Im zweiten Abschnitt werden die wichtigsten lagerstättenbildenden Mineralien, in Kristallsysteme geordnet, nach ihren optischen und chemischen Eigenschaften gekennzeichnet. Die Auswahl, die Verf. hier getroffen hat, kann Ref. nicht durchweg als glücklich bezeichnen. So fehlen Hornsilber und Garnierit. Während Atakamit behandelt wird, wird Brochantit, der auf wichtigen Grubenfeldern (Clifton-Morenci, Chuquicamata) ein wirtschaftlich wertvolles Erz darstellt, nicht erwähnt. Von Gangarten vermißt man die Feldspäte. Demgegenüber werden manche weniger wichtige Mineralien, z. G. Grüneisenerz, verhältnismäßig ausführlich beschrieben. Bei den Augiten hätte außer dem Diopsid noch der eine Gruppe der pneumatolytischen Skarne kennzeichnende Hedenbergit Berücksichtigung verdient. Beim Bleivitriol ständen statt der ungenauen Angabe „hohe Polarisationsfarben“ besser die Hauptbrechungsindizes, die einen Höchstunterschied für die D-Linie von nur 0,016 aufweisen. Die Gelmineralien, die sehr schlecht davonkommen, wären wohl in einem Unterabschnitt dieses Kapitels für sich zu behandeln gewesen.

Im dritten Abschnitt: „Mikrostrukturen der wichtigsten Lagerstättenarten“ werden die Gefüge der magmatischen Ausscheidungen, der Lagerstätten in metamorphen Gesteinen, der hydrothermal-epigenetischen Lagerstätten und der Lagerstätten in nichtmetamorphen Sedimenten an gutbekannten Beispielen unter Beigabe von Dünnschliffbildern vorgeführt. Unter den Strukturen der hydrothermal-epigenetischen Lagerstätten werden geschieden die Sekretionsstrukturen und die metasomatischen Strukturen. Bei diesen werden die für die Gemengteile der kristallinen Schiefer ge-

prägen Bezeichnungen „idioblastisch“, „porphyroblastisch“, „helizitisch“ auf die Gefügeausbildung in den Verdrängungslagerstätten übertragen. Hier wird auch die praktisch äußerst wichtige Zementationsmetasomatose kurz berührt. Ref. glaubt, daß die Behandlung an dieser Stelle der mikroskopischen Seite der Anreicherungs Vorgänge nicht gerecht wird; er würde es für zweckentsprechender halten, wenn die sekundären Verwachsungen der Erze untereinander zusammen mit den ursprünglichen Erzverwachsungen entweder bei den einzelnen Mineralien oder in einem besonderen Abschnitt ausführlich geschildert und in ihrer Mannigfaltigkeit durch reichliche Abbildungen erläutert würden. Als Vorbild in diesem Sinne könnten die wertvollen mikroskopischen Untersuchungen von L. C. GRATON und J. MURDOCH (Bull. Amer. Inst. Min. Eng. No. 77. 1913) über die geschwefelten Kupfererze dienen. In einem Anhang schildert Verf., wie die mikroskopische Lagerstättenuntersuchung auch für die Aufbereitung und Verhüttung wertvolle Winke geben kann.

Der letzte Teil ist den Veränderungen des Nebengesteins gewidmet. Es werden hier behandelt 1. Topasierung, Turmalinisierung, Greisenbildung und Fluoritisierung, 2. Biotitisierung, 3. Axinitisierung, 4. Skapolithisierung, 5. Propylitisierung, Uralitisierung, Saussuritisierung, 6. Alunitisierung, 7. Sericitisierung, 8. Paragonitisierung, 9. Kaolinisierung, 10. Verkieselung und Kalksilikatbildung, 11. Dolomitisierung und Magnesitbildung.

G. Silberstein.

### Golderze.

F. Slavik: Die Goldquarzgänge Mittelböhmens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 1914. 343—373.)

Es ist leider nicht möglich, auf diese sehr interessante Arbeit im Detail einzugehen. Aus der schematischen Übersichtskarte, die Verf. veröffentlicht, ergibt sich sehr klar der geologische Aufbau Mittelböhmens: 1. In der Gegend von Prag nach Südwesten zu postalgonkische (cambrische bis devonische) Formationen; 2. südöstlich hiervon algonkische Sedimentgesteine; 3. südlich hiervon die mittelböhmische Granitmasse; 4. südlich, östlich und südwestlich vom Granit liegen kristalline Schiefer, vorzugsweise Gneis (wahrscheinlich zumeist Paragneis); 5. südlich und südwestlich von Prag liegen Porphyre und die Euler metamorphe Zone von Eruptivgesteinen. Es handelt sich einerseits um Goldvorkommen (Eule, Neu-Knín, Libčic, Kasejovic, Bergreichenstein, Roudný), andererseits um Blei-, Silber- und andere Erzgänge (Příbram, Ratibořic, Rudolfstadt und Adamstadt, Merklín im Mieser Gangdistrikt). Die Goldquarzgänge sind bedeutend inniger an den Granit gebunden als die anderen. Für die mächtigste Gruppe von Gängen, jene von Příbram, sind die Beziehungen zur mittelböhmischen Granitmasse noch nicht ganz geklärt. Besonders interessant sind die genetischen Ausführungen des Verf.'s über das bekannte Goldvorkommen von Eule: hier ist das Granitmagma der ursprüngliche Sitz



des Goldgehaltes; die Goldführung ist hauptsächlich dort konzentriert, wo eine magmatische Differentiation stattgefunden und zur Bildung von Ganggesteinen Anlaß gegeben hat. Dies geschah vor allem am Rande des Granitmassivs. Dieses Primärgold, das sich besonders im Pyrit ausgeschieden hatte, wurde sodann durch aufsteigende Wässer, wie auch durch Sickerwässer sekundär in Klüften abgesetzt. **A. Sachs.**

Stauffacher, J.: Der Goldgangdistrikt von Altenberg in Sachsen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 23. 53—88. 5 Fig. 1915.)

Przyborski: Der Goldbergbau in Französisch-Ober-Guinea (nach COUSSIN). (Techn. Blätter der Bergw.-Z. 1915. 76—77.)

### Kupfererze.

**M. Lazarevic:** Einige Bemerkungen zu „Die Kupfererz- und Limonitlagerstätten“ und „Die kupferhaltigen Schwefelkieslinsen“ von Majdan-Pek in Serbien. Von B. A. WENDEBORN. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 21. 1913. 475—477.)

Polemik gegen den genannten Autor, der im Gegensatze zum Verf. die Pyritlagerstätten Majdan-Peks nicht als postvulkanisch, sondern als syngenetisch auffaßt. **A. Sachs.**

**B. A. Wendeborn:** Einige Bemerkungen zu „Die Kupfererz- und Limonitlagerstätten“ und „Die kupferhaltigen Schwefelkieslinsen“ von Madjan-Pek in Serbien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 1914. 280.)

Verf. leitete die Aufschließung der dortigen Gruben vier Jahre lang. Nach seiner Auffassung ist ein großer Teil der Madjanpeker Kieslineale syngenetisch mit dem Nebengestein entstanden, insbesondere die St. Andrélinse, bei welcher die Pyrite, wie die abgebildeten Profile zeigen, innig mit dem Andesit verwachsen erscheinen. [Vgl. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 266—280; 1913. 217—233 und 475—477.] **A. Sachs.**

**O. Stutzer:** Kupfererzlagerstätten Katangas. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 21. 1913. 478—479.)

Polemik gegen GUILLEMAIN, der die Lagerstätten für sedimentär hält. [Vergl. Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 1914. 30—32.] **A. Sachs.**



**O. Stutzer:** Kupfererze Katangas. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 1914. 194.)

Verf. weist hin auf eine Arbeit von F. E. STUDD: The Geology of Katanga and Northern Rhodesia, Trans. Geol. Soc. of South Africa. **16**. 1913. [Vgl. GUILLEMAIN, Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 1914. 30—33.]

A. Sachs.

---

**E. Rimann:** Zur Kenntnis südwestafrikanischer Kupfererzvorkommen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 1914. 223—226.)

Verf. unterscheidet folgende 4 Gruppen von Kupfererzen:

I. Als magmatische sulfidische Ausscheidung: a) in Graniten und granitischen Gängen, b) in Diabas und Diabasmandelstein. II. In Erzgängen: a) in echten Gängen der Titankupferformation (Rehoboth und Otjizongati), b) in (unechten) Lateralsekretionsgängen. III. In Kontaktlagerstätten: a) Hendersongrube bei Usakos in Pegmatit, b) teilweise bei Tsumeb in Aplit. IV. In metasomatischen Erzkörpern: Hierher gehört das Vorkommen von Tsumeb in seinen wirtschaftlich wichtigsten Teilen.

A. Sachs.

---

**H. Westphal:** Die Kupfererzpegmatite von Otjozonati (Deutsch-Südwestafrika). (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 1914. 385—417.)

Die Arbeit zerfällt in folgende Abschnitte:

I. Einleitung. II. Allgemeine Topographie und Hydrographie. III. Allgemeine Beschreibung und Geschichte der Grube. IV. Nebengestein. V. Einwirkung der Gänge auf das Nebengestein. VI. Beschreibung der Erzgänge. VII. Zersetzungserscheinungen der Gangmineralien. VIII. Die Genesis der Gänge.

Es handelt sich nicht um Erzabsätze aus wässrigen Lösungen, auch nicht um magmatische Injektionen, sondern um pneumatolytische bzw. pneumatohydrodatogene Bildungen. Die Gangmineralien von Otjozonati sind aufeinanderfolgende Bildungen der spätvulkanischen Phase ein und desselben granitischen Magmas, das in der Tiefe stecken blieb und das mächtige Dach kristalliner Schiefer und Gneise nicht durchbrechen konnte. Die Erze sind Bestandteile des pegmatitischen Mineralgemenges. Kupferkies kommt primär neben Schwefelkies vor und ist nicht aus diesem durch Zersetzungs Vorgänge entstanden.

A. Sachs.

---

Whitman, A. R.: Notes on the copper ores at Ely, Nevada. (Univ. Calif. publ. Bull. Geol. **8**. 309—318. 2 Taf.)

Fath, A. E.: Copper deposits in the red beds of Southwestern Oklahoma. (Econ. Geol. **10**. 140—150. 1915.)

Junghann, H.: Die Kupfergrube Chuquicamata in Chile. (Preuß. Z. **62**. 411—414. 1 Taf. 4 Fig. 1914.)

---

## Topographische Geologie.

### Allgemeines.

**Hans Pöhlig:** Erdgeschichtliche Spaziergänge. Leipzig, Kröner, 1914. 448 p.

Im Anschluß an MARSHALL's „Spaziergänge eines Naturforschers“ versucht Verf. in einer neuen Form populärer Darstellung das Allgemeininteresse für Geologie zu wecken. Er läßt dem frischfröhlichen Geist freien Spielraum, der die geologischen Exkursionen unserer deutschen Hochschulen gemeinhin kennzeichnet, und flicht scheinbar unmerklich die belehrenden Erläuterungen ein. Zahlreiche Abbildungen sind eine schätzenswerte Beigabe. Für den repetierenden Studenten wird das Buch gewiß ein nützliches und angenehmes Hilfsmittel sein, doch möchten wir dem Buch auch eine weitere Verbreitung unter den Touristen wünschen, um auf seine Art neue Freunde der Geologie zu gewinnen.

E. Geinitz.

**V. Hilber:** Taltreppe. Eine geologisch-geographische Darstellung. Mit 1 Karte und 3 Landschaftsbildern. Graz 1912. Selbstverlag. 50 p.

Taltreppe ist der Inbegriff der Stufen eines Tales; es gibt Quer- und Längsstufen; aus den letzteren setzt sich die Taltreppe vorwiegend zusammen. Den freien Abfall der Stufe nennt Verf. Hang, ihre Oberfläche Flur, die an die Talwand angelehnte (verdeckte) Grenzfläche Lehne, die untere Grenzfläche Grundfläche, die Grenze zwischen Hang und Flur Außenkante, die zwischen Lehne und Flur Innenkante. Es gibt Baustufen (Schotterstufen) und Grundstufen (Felsstufen, Erosionsstufen). Sind Aufragungen des Grundes von Flußabsätzen seitlich eingehüllt, dann spricht der Autor von Nebenbaustufen; sind die Stufen zusammengesetzt (diluviale Anschwemmungen über vordiluvialen Bildungen), dann spricht Verf. von Überbaustufen. An die Stelle des Begriffes Teilfeld (PENCK) setzt Verf. Teilstufe. Durch Erosion isolierte und über die Umgebung aufragende Reste von Stufen nennt Verf. Schemel. Eingesenkte Schemel sind Talrudimente mit erhaltenen Talwänden.

Die Baustufe entsteht durch Aufschüttung und nachherige teilweise Ausräumung, die Grundstufe durch Bildung eines Talbodens und nachheriges Einschneiden. Die Grundstufen entstehen durch Wechsel von Talverbreiterung und Talvertiefung, die Baustufen durch Wechsel von Talerhöhung und Talvertiefung. — Als Beispiel einer Taltreppe führt HILBER die nähere Umgebung von Graz an, welche Darstellung besonders durch den Aufdruck der verschiedenen Talbödenhöhen auf die Spezialkarte 1:75000 lebhaft unterstützt wird. HILBER unterscheidet, abgesehen von zwei fraglichen Böden in 1440 und 1290 m Höhe, folgende Stufen:

Tertiäre Stufen: 1. Stufengruppe zwischen 660 m und 694 m; 2. Stufengruppe zwischen 625 m und 639 m; 3. Stufengruppe zwischen

570 m und 575 m; 4. Stufengruppe zwischen 544 m und 551 m; 5. Stufen-  
gruppe zwischen 482 m und 518 m; 6. Stufengruppe zwischen 446 m und  
470 m und zwischen 410 m und 440 m.

Diluviale Stufen. 7. Terrasse zwischen 369 m und 385 m;  
8. Terrasse in 371 m bis 346 m; 9. Terrasse in 348 m bis 371 m; 10. Ter-  
rasse in 346 m bis 360 m; 11. Terrasse in 341 m bis 358 m.

Alluviale Terrasse. Unterster Stadtboden von Graz in 350 m Höhe.

Die Stufen 1—5 haben ein Gefälle von 2,0—4,5 pro mille und ge-  
hören einem anderen Flußsystem an, als es das heutige ist; ihr Gefälle  
ist durchschnittlich größer als das des untersten Talbodens.

Die Bergkämme der Umgebung von Graz sind gestuft; die wag-  
rechten Strecken sind die Reste alter Talböden. Nach unten zu folgen  
die Fluren in immer geringeren Abständen, weil die Erhaltungswahrschein-  
lichkeit der Oberflächenformen um so größer ist, je jünger sie sind; es  
liegen überall Reste von verhältnismäßig schmalen Tälern, nicht von  
Rumpfebenen vor. Die heutigen Täler schneiden die alten häufig recht-  
winkelig.

In allgemeiner Erörterung wendet Verf. sein Augenmerk den Bau-  
stufen zu. Er bespricht die Anschauung PENCK's, daß die Baustufen der  
Alpentäler sich sehr häufig den talverquerenden Endmoränen anschließen;  
Verf. lehnt die Verknüpfung von Endmoränen und Schotterterrassen ab  
und sagt, daß die bisher angeführten Beispiele von Verzahnungen zwischen  
den beiden sich nur auf den Übergangskegel vor den Moränen, der also  
fluvioglazial ist, nicht aber auf die Schotterterrassen selbst beziehen. Über-  
dies zeigt das Vorkommen von Schotterstufen in Tälern, deren Ursprungs-  
gebiet niemals vergletschert war, daß die von PENCK vorausgesetzten Be-  
ziehungen zwischen Moräne und Schotter keine notwendigen sind; auch  
die von PENCK gegebene Erklärung der fluvioglazialen Aufschüttung der  
Schotterkörper bekämpft der Autor, indem er z. B. zeigt, daß sich beim  
Inngletscher der Übergangskegel nicht aus den Endmoränen, sondern aus  
subglazialen fluviatilen Aufschüttungen entwickelt. Die Ursachen der Auf-  
schüttung sucht der Autor in der Änderung der Wassermenge, hervor-  
gerufen durch klimatische Faktoren. Am Ostrande der Alpen war das  
Pliocän mit seinen Belvedereschottern eine Zeit mächtiger Anschüttung;  
auch der Deckenschotter wird vielfach in das Pliocän gestellt, denn aus  
dem Vorkommen von *Helix hispida*, *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga*,  
die auch mit *Mastodon arvernensis* vorkommen, kann nicht unbedingt auf  
das diluviale Alter geschlossen werden. Für die diluvialen Terrassen ist  
die Frage: glazial, interglazial oder Übergangszeit? In längerer theo-  
retischer Auseinandersetzung kommt Verf. zum Schluß, daß die Gesetze  
der Flußarbeit für Aufschüttungen in den Zwischeneiszeiten und für Aus-  
nagung in den Eiszeiten sprechen; damit fällt nicht nur die Möglichkeit  
einer Benennung der Eiszeiten nach den Flußschottern, sondern auch die  
Annahme von vier Eiszeiten.

Seit dem Beginn der Pliocänzeit überwiegt die Eintiefung der Täler  
über ihre zeitweilige Erhöhung; in der Umgebung von Graz beträgt das

Übergewicht der Eintiefung etwa 600 m. Die Aufschüttungen sind fast gänzlich überwundene Störungen des Eintiefungsvorganges. Da das Überwiegen des Eintiefungsvorganges auf der ganzen Erde erkennbar ist, kann die Ursache nur eine allgemeine sein; eine Ursache können isostatische Vorgänge sein, eine andere muß in der Erweiterung der Flußnetze durch die rückschreitende Erosion liegen.

Auch die Grundstufen sind durch Flußarbeit gebildet, und zwar durch das Erreichen einer zeitweiligen Erosionsterminante nach unten, während die Baustufen durch die Erreichung derselben nach oben entstehen; die Bildung der Grundstufen bedingt Gefällsermäßigung, die der Baustufen Gefällssteigerung. Vielfach setzen sich Grundstufen in Baustufen fort. Die Ursache der Hangbildung ist bei Grund- und Baustufen dieselbe, nämlich Erosion; die Ursache der Erosionssteigerung sucht Verf. nicht in Hebungen, sondern in Änderungen der Wassermenge, also in klimatischen Ursachen.

Vielfach sind die alten Täler der Talböden breiter als die rezenten Täler. Grundfluren erweitern sich durch seitliche Abschwemmung der Talwände; es wären dann manche Grundfluren gar kein altes Talbodestück, sondern nur die seitliche Fortsetzung von solchen, die früher gegen die Talmitte zu bestanden haben. [Trotzdem scheint dem Ref. der Unterschied zwischen den tatsächlich breiten Talbödenflächen, den breiten alten Tälern und den schmalen jetzigen Tälern unerklärt zu sein.]

Nach kurzen Hinweisen auf die Stufen des hohen Nordens, auf die Kontinentalstufe und die Seenstufen schließt Verf. seine Erörterungen mit dem Hinweise auf eine Reihe von Untersuchungen, welche noch zu machen sind.

F. Heritsch.

Hennig, Edwin: Aus Helgolands Vorzeit. (Die Naturwissenschaften. 1915. 3. Jahrg. Heft 22. 273—277.)

— Der Bau der afrikanisch-arabischen Wüste. (Ebenda. 1915. III/35. 449—452.)

— Geologisches vom westlichen Kriegsschauplatz. (Ebenda. 1915. III/33. 425—429.)

## Deutschland.

E. Geinitz: Die hydrologischen Verhältnisse Mecklenburgs. (Internat. Zeitschr. f. Wasserversorgung. 2. 1915.)

Mecklenburg eignet sich gut für Erhebungen über Grundwasserfragen: sein geologischer Bau ist verhältnismäßig einfach, es ist unabhängig von fremden Zuflußströmen, hat ein selbständiges hydrographisches System, so daß sein Grundwasser vermutlich statt Import etwas Export treiben kann; es hat viel Wald- und Wasserfläche, daneben auch viel Acker- und Wiesenland.



Das Grundwasser wird in zwei verschiedene Arten gegliedert: das „Obergrundwasser“ und das „Tiefengrundwasser“. Ersteres ist allgemein verbreitet, z. T. in Bewegung, z. T. mehr oder weniger stagnierend; es unterliegt starken jahreszeitlichen Schwankungen. Das Tiefengrundwasser, meist in Bewegung, die schließlich auf verschiedenen Wegen zum Meere führt, hat vermutlich Schwankungen geringeren Ausschlags und bildet zurzeit noch einen Vorrat gegenüber dem Verbrauch. Dies wird folgendermaßen ermittelt:

Als einzige Lieferanten darf man die atmosphärischen Niederschläge ansehen (Luftfeuchtigkeit und Tau, Bodenabsorption bilden nur eine vermutlich verschwindend kleine Größe). Die Menge der jährlichen Niederschläge in Mecklenburg-Schwerin (13161,6 qkm) beträgt

im Durchschnitt . . .	7,61	Kubikkilometer,	bei 578 mm Niederschlag
„ Maximum (1914) .	9,12	„	„ 693 „
„ Minimum (1911) .	5,95	„	„ 445 „

Um die jährliche Zufuhr zu dem Tiefengrundwasser zu ermitteln, muß man von der Summe der Niederschläge folgende Beträge abziehen:

- Verdunstung auf der Erd- und Wasserfläche,
- Verdunstung durch die Pflanzen aus dem Obergrundwasser,
- Verbrauch durch die Tiere sowie für gewerbliche Zwecke, soweit er flachen Brunnen oder offenem Wasser entnommen wird,
- direktes Abfließen auf der Oberfläche.

Der Rest würde die Menge Wasser sein, die dem Tiefengrundwasser zugute kommt.

	Mecklenb.- Schwerin hat ha	Darauf fallen jähr. Nieder- schlag km <sup>3</sup>	Ver- brauch km <sup>3</sup>
Acker- und Gartenland .	755 860	4,37	2,72
Laubwald . . . . .	86 730	0,50	0,12
Nadelwald . . . . .	150 000	0,87	0,08
Wiesenland . . . . .	116 830	0,68	1,05
Weideland . . . . .	62 550	0,36	0,56
Wasserflächen . . . . .	54 000	0,31	0,28
Haus- und Hofräume, Wege- und Ödland .	90 176	0,52	0,04
Einzelbäume . . . . .			0,00006
		7,61	4,85

Neben dem Betrag der Verdunstung spielen die anderen Verlustkonti nur eine untergeordnete Rolle.

Von dem jährlichen Niederschlag gehen also etwa 4,85 cbkm durch Verdunstung wieder in die Atmosphäre zurück. Der Überschuß geht in zwei weitere Teile: ein Teil fließt direkt wieder ab. Hier bei uns ist nach den orographischen Bedingungen dieser Anteil jedenfalls recht klein. Der Rest gelangt in die Tiefe zur Speisung des Tiefengrundwassers.

Als Ergebnis obiger Rechnungsversuche folgt somit, daß jährlich in

Mecklenburg-Schwerin von den Niederschlägen vielleicht der dritte Teil, 2,5 Kubikkilometer, dem Tiefengrundwasser zugeht. Dieser Vorrat an Tiefengrundwasser verteilt sich nach den geologischen Verhältnissen örtlich verschieden.

Der spezielle Teil über die Grundwasserverhältnisse von Mecklenburg enthält Angaben über die Versorgung der Brunnen und Wasserwerke, und zwar: von offenen Gewässern, von benachbarten offenen Gewässern, in nassen Niederungen, Flachbrunnen in Sand- oder Lehmboden, Tiefenbrunnen a) in Geschiebemergel, b) in tieferen Schichten, hier wieder 1. unter Geschiebemergel, 2. im Endmoränengebiet, 3. in Sandgebenden, 4. artesisches Wasser unter Tonmulden, 5. in Zungenbecken, Wallbergen, Rückenbergen, 6. im älteren Gebirge; Quellen.

Eine Analysenreihe gibt über die Zusammensetzung der Diluvialgrundwässer Aufschluß.

**E. Geinitz.**

**W. Wolff:** Das Diluvium der Gegend von Hamburg. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 36. II. 227—324. 1915.)

### 1. Die Landschaft, ihre Formen und ihr Alter.

Die nordelbische Geest ist durch ein ausgebildetes Entwässerungssystem und durch reife alte Landschaftsformen gekennzeichnet, als Bereich der älteren Vereisung, gegenüber der jüngeren, baltischen, deren Areal von Ahrensburg nach Segeberg und Zarrentin verweist. Mächtige Schmelzwasserströme entspringen dem Umbiegungsgebiet der südlichen Hauptendmoräne, vor wie hinter der Endmoräne finden sich auch Oshügel. Die Endmoränenhügel von Wulfsdorf, Vierbergen u. a. sind im inneren Bestand den Oshügeln sehr ähnlich, sie sind Aufschüttungen in Löchern, Spalten und Mulden des erstorbenen Eises. Das südlich anschließende Sandgebiet ist nicht allein als Versandungsfläche vor der jüngsten Eisgrenze aufzufassen, sondern die Hauptmasse der Sande gehört einem älteren Stadium an. Hierzu gehören auch die Blankeneser Berge, „eine Art Endmoräne“, bedeutend älter als die von Ahrensburg. Nach WOLFF soll kein Grund bestehen, einen ehemaligen Zusammenhang zwischen der Blankeneser Endmoräne und denen von Harburg anzunehmen [? Ref.], „vielmehr hat der Elburstrom der jüngeren Eiszeit in dieser Gegend bereits eine weite offene Pforte vorgefunden“. Das hohe Alter dieser Hügelgruppe zeigt sich nicht nur in den reiferen Formen, sondern auch im Verwitterungszustand: die Sandmassen sind bis 20 m Tiefe entkalkt (verwitterte Altmoränen). Das mitteldiluviale Gelände Hamburgs ist ausgezeichnet durch den Reichtum an Schollen altdiluvialer und tertiärer Schichten, diese bilden Schollen oder auch übereinandergeschobene Schuppen (Itzehoe, Stade u. a.).

### 2. Untergrund des Diluviums.

Das Quartär ruht überall auf tertiären Schichten. (Mittel- und Oberoligocän und das gesamte Miocän.) Nur bei Langenfelde tritt Gips und Residualton, von Miocän umhüllt, in die Höhe, bei Elmshorn roter Salzton, Dolomit und Stinkkalk.

Die Oberfläche des Tertiärs war eben, aber von kräftigen Erosionsformen modelliert (in Lokstedt bis — 287 NN). Unter Annahme von GOTTSCHÉ's Profil als Erosionsprofil wird die Zeit der Erosion als pliocän angenommen. Die damalige Landerhebung muß mindestens 300 m über den heutigen Meeresstand gereicht haben, Norddeutschland erscheint mit Skandinavien als ein riesiges Gebiet pliocäner Hebung und Flußerosion (Alnarpfluß, baltische Silurflinte).

### 3. Ablagerungen der ersten Vereisung.

Eine kritische Nachprüfung ergibt für den Verf., daß es sich bei GOTTSCHÉ's „tiefsten“ Diluvialablagerungen der pliocänen Täler nicht um Nachfall handelt, daß in der Tat in 3 Bohrungen echter Geschiebemergel vorkommt: er hält es „für ziemlich gewiß, daß am Grunde der Pliocäntäler nicht bloß fluvioglaziale Sedimente, sondern auch schwache Grundmoräne der ersten Vereisung liegen“ (mit starken Beimengungen tertiären Bodens). Die Gerölle nehmen in der Talausfüllung aufwärts an Größe und Zahl ab, es stellen sich mächtige Sandschichten ein, die schließlich in Tonmergel übergehen. Die natürliche Lage des schwärzlichen „Lauenburger Tones“ ist mindestens — 20 NN. Aus den Lagerungsverhältnissen schließt Verf., daß am Ende der ersten Vereisung eine Landsenkung erfolgte.

### 4. Ablagerungen der ersten Interglazialzeit.

Diese gehören teils der Flachsee, teils dem Süßwasser an. Wichtig sind die Meeresabsätze, „die einen völligen Schwund des Inlandeises, ein gemäßigttes Klima, einen großen geschlossenen Raum und ein beträchtliches Maß von Zeit zur Voraussetzung haben“. Im Liegenden ist der Lauenburger Ton festgestellt, „man darf also das Interglazial als unmittelbare Fortsetzung der alten fluvioglazialen Talsedimente betrachten“. Vielfach sind es nur Schollen. Verf. rechnet auch Glinde hierzu. Bei Klövenstein habe glaziale Stauchung den Aufstieg der ursprünglich mindestens 10 m tiefer anzunehmenden Austernbank und ihres Liegenden bewirkt; bei Glinde (wo Meereston und hangender Torf die Hauptrolle spielen) ebenfalls gestürzte Lagerung: „der mächtige Geschiebemergel unter der Interglazialformation ist wahrscheinlich nicht Grundmoräne der ältesten, sondern Stopfmasse der zweiten Vereisung“. Die Geschiebemergeldecke rechnet WOLFF nicht zur dritten Vereisung; denn die jüngste Vereisung habe die Orte gar nicht erreicht. Jene „dünnen, zwischen lehmiger und sandiger Struktur schwankenden Decken, die als Hinterlassenschaft einer jüngsten, schwächeren Vereisung gedeutet sind“, zeigen zwei auffallende Erscheinungen: „1. Ihre außerordentliche Verwitterung und Auslaugung, die vollkommen mit der Verwitterung des älteren Diluviums übereinstimmt; 2. die Übereinstimmung ihrer Geschiebeführung mit derjenigen des älteren Diluviums.“ „Es ist nun eine alte Erfahrung, daß der stratigraphische Wert solcher Decken und Schleier von oberster Moräne ein sehr zweifelhafter ist.“

Zusammenfassung über Glinde: Das Interglazial von Ütersen-Glinde stimmt faunistisch völlig überein mit dem älteren Interglazial von Rissen,

Dockenhuden, Nienstedten, Othmarschen, Hamburg, Billwerder, Hummelsbüttel usw., weicht aber in derselben Art wie dieses vollkommen von den sog. Eembildungen (*Tapes senescens*-Fauna) Schlesiens ab. Es wird von Lauenburger Ton unterlagert und schließt sich hinsichtlich seiner ursprünglichen Tiefenlage und der Verbindung von Süßwasser- und Meeresbildungen vollkommen der Ausbildungsweise der vorgenannten Vorkommen an. Es wird von der Grundmoräne der zweiten Vereisung überlagert.

### 5. Jüngere Interglazialbildungen.

Das Schulauer Torffloz ist zwar diluvialen Alters, aber nicht von der dritten Vereisung betroffen, sondern blieb außerhalb ihres Bereichs. „Die jüngere Interglazialzeit bedeutet für die Hamburger Gegend den ältesten Abschnitt der Postglazialzeit“ [1]. Ähnlich werden behandelt Bokhorst, Bahrenfeld, Langenfelde, die nördlichen Vororte Hamburgs, Alsterbecken, Ohlsdorf, Steinbeck u. a. Die Stauchung und die Bedeckung durch einen Moränenschleier bei Winterhude sind keine Beweise, daß das Lager vom dritten Landeis überschritten ist: es sind ähnliche Verhältnisse wie bei Beldorf am Kaiser-Wilhelm-Kanal. „Es ist eine auffällige Erscheinung, daß die sämtlichen diluvialen Torf- und Süßwasserbildungen der Hamburger Gegend keine Moränendecke tragen.“ Alle Talmulden der Geest müssen schon in der jüngeren Interglazialzeit bestanden haben, die dritte Vereisung hat sie nicht erreicht und zerstört. „Dieses Ergebnis steht im Widerspruch mit der Auffassung, daß bei Hamburg südlich der Elbe noch Oberer Geschiebemergel verbreitet sei und die dritte Vereisung einen großen Teil der Lüneburger Heide bis hinab zum Allertal eingenommen hätte. Ich bin der Meinung, daß das jüngste Inlandeis nirgends den Elbstrom überschritten hat. Dieser mächtigste und ehrwürdige Urstrom Norddeutschlands hat den ganzen Zeitwechsel vom Spätstadium der zweiten Vereisung bis zur Gegenwart unverrückbar überdauert.“

[Manche der Ansichten des Verf.'s dürften auf Widerspruch stoßen, eine im Centralbl. f. Min. etc. p. 78 erschienene Arbeit des Referenten bringt z. B. bereits eine andere Auffassung.]

Zahlreiche Bohrprofile ergänzen die Arbeit.

E. Geinitz.

---

W. Wolff: Über die Großgletscher von Alaska und die diluviale Vereisung von Nordamerika. (HETTNER's geogr. Zeitschr. 21. 1915. 684—700.)

Das nordamerikanische Glazialgebiet besaß keine hindernden Querwälle wie das europäische, die organische Welt konnte also ungehindert ausweichen und wieder vorrücken; trotzdem haben sich auch dort im Verlauf der Diluvialepoche große, dauernde Veränderungen in Fauna und Flora vollzogen. Ferner hat sich die Vergletscherung gegenwärtig noch nicht gänzlich aus den äußersten Ecken des Landes verzogen. Das Gletschergebiet von Alaska, zwischen 58. und 63. nördl. Breitengrad, d. h. nicht nördlicher als das südliche und mittlere Norwegen, zeigt die zwei Faktoren zur Eisanhäufung: große und ausgedehnte Gebirgserhebungen



und außerordentlich starke Niederschläge. Die Eisfelder Alaskas bieten in ihrer Moränenbildung und ihrem Verhältnis zur Vegetation besonders interessante Erscheinungen. Die Eliasalpen befinden sich gegenwärtig in ähnlichem Zustande der Vergletscherung wie unser europäisches Alpengebirge zur Eiszeit. Sehr merkwürdig ist das dichte Heranrücken der Vegetation an und auf die Gletscher: „es zeigen sich dort Erscheinungen, die auf die Probleme der Vegetation der Diluvialzeit überraschende Streiflichter werfen“, die Marschordnung der das Land besiedelnden Vegetation, von der sämtliche Glieder bereits in der Nähe sind! — In dem Schotterfeld vor dem Versteckten Gletscher liegen unzählige Einsenkungen, ähnlich unseren Söllen. Der Muirgletscher zeigt Erscheinungen einer ganz jugendlichen, Jahrhunderte dauernden Interstadialperiode. —

Die nordamerikanische Kontinentalvergletscherung hatte drei Zentren, das Labrador-, Keewatin- und patrizische. Durch die Mehrheit von Ausgangsgebieten unterscheidet sich das amerikanische Glazial vom europäischen. — Es werden noch die (nach CALVIN fünf) Glazialperioden mit ihren Interglazialien besprochen, der Löß und der Versuch einer zeitlichen Berechnung auf Grund der Geschichte des Niagara. **E. Geinitz.**

Koßmat, Franz: Übersicht der Geologie von Sachsen. Kurze Erläuterungen zu den von der kgl. sächs. geologischen Landesuntersuchung veröffentlichten Übersichtskarten. Herausgegeben vom kgl. Finanzministerium. Leipzig 1916. 4 Textfig. 1 Karte.

### Ostalpen.

**F. Heritsch:** Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). Handb. der regionalen Geologie, herausg. v. G. STEINMANN u. O. WILCKENS. Heidelberg 1915.

In der morphologischen Übersicht: Gliederung der Alpen nach geologischen Zonen in Flyschzone, Kalkzone, Zentralzone, Südalpen. Von letzteren kommt nur der nördliche Teil des Drauzuges in Betracht. Außerhalb und nördlich von den Alpen liegt das Alpenvorland. An diese Zonengliederung hält sich die tektonische Beschreibung. Kurze Besprechung der Flußläufe, Tal- und Bergformen.

Auf die stratigraphische Beschreibung braucht nicht ausführlich eingegangen zu werden, da sie sich im allgemeinen an Gliederungsformen hält, die teils schon in der älteren, teils erst in der neueren Literatur bekannt wurden. In den Kapiteln über die helvetische Fazies, den Flysch, die nördlichen Kalkalpen, das ostalpine Mesozoicum in den Zentralalpen, die nördliche Zone des Drauzuges, das Paläozoicum, die kristallinen Schiefer, die Bündner Schiefer und die Schieferhülle der Zentralalpen, das Mesozoicum der Radstädter Tauern und des Brenners, das Jung-

tertiär im Innern und am Ostrand der Alpen werden nebenbei auch manche noch ungelöste interessante Fragen berührt. Z. B. wird auf die bisher mehr oder weniger fehlgeschlagenen Versuche hingewiesen, die mächtigen und mannigfaltigen Gesteinsfolgen des Flysch und der Bündner Schiefer zu gliedern und ihrem genauen Alter nach zu bestimmen. — Es wird die Frage aufgeworfen, wo die im Flysch häufig eingeschlossenen fremdartigen Bestandteile wie der Bolgengranit und der Serpentin von Kilb herkommen. — Die umstrittene Frage, ob die Fleckenmergel und andere Juragesteine Tiefseebildungen sind, wird gestreift. — In den Zentralalpen kommen die Beziehungen des Zentralgneises der Hohen Tauern zur Schieferhülle zur Sprache, ob Intrusion vorliegt oder nicht. Eine Reihe weiterer petrographischer Erörterungen, die diese und andere Gesteine, wie die Tonaleschiefer, Brennerphyllite etc., betreffen, sind erst im tektonischen Teil enthalten, da sie sich von diesem nicht trennen lassen.

Zwei wichtige Ergebnisse, zu denen der Autor geführt wird, verdienen jedoch besondere Beachtung. Das eine liegt am Westrand, das andere im Herzen der Ostalpen.

Im Rhätikon und Prättigau weist die Schichtreihe Abweichungen auf die STEINMANN, SUESS, UHLIG u. a. Geologen veranlaßten, die lepontinische Fazies bzw. das lepontinische Deckensystem vom ostalpinen System zu trennen. Insbesondere unterscheidet STEINMANN: 1. die Fazies der Bündner Schiefer (lepontinische Fazies im engeren Sinn); 2. die vindelizische Fazies oder Aufbruchzone; 3. die ostalpine Fazies. Jede Fazies entspricht einem großen Deckensystem, das in sich in Teildecken zerfällt. Zur vindelizischen Decke gehören Klippendecke, Brecciendecke und rhätische Decke. Nachdem schon v. SEIDLITZ (1912) darauf hinwies, daß das STEINMANN'sche Deckenschema nicht gut auf den Rhätikon anzuwenden sei, wird nun auch vom Autor die stratigraphische Auflösung der Aufbruchzone in Ostalpin und Bündner-Elemente betont.

Im Bereich und im Umkreis der Hohen Tauern, wo eine Reihe von Geologen ein Fenster erblicken, dergestalt, daß in ihm das lepontinische System durchblickt, sind sowohl die Phyllite wie auch die mesozoischen Sedimente durch gemeinsame Fazies verbunden. Der Gegensatz von Ostalpin und Lepontinisch ist hier vollständig verwischt. Insbesondere weist das Mesozoicum des Brenners, das nach Anschauung der Deckentheoretiker mit demjenigen der Radstädter Tauern äquivalent und zwar lepontinisch sein soll, Gesteine mit ostalpinem Charakter auf. Am Brenner scheint also ein Stück Übergangsgebiet von der zentralalpinen Fazies in die echt ostalpine der Kalkalpen vorzuliegen. Der Fenstercharakter der Tauern wird schon allein aus diesen stratigraphisch-faziellen Gründen nicht anerkannt.

#### Tektonische Beschreibung.

Im Alpenvorland, dem Bereich einer verschütteten Geosynklinale, bildet die Molasse eine Antiklinale.

In der zwischen Molasse und Kalkalpen gelegenen Flyschzone ist deren westlicher Teil (Bregenzer Wald), wo Kreide und Jura mit helvetischer

Fazies durchbrechen, als äquivalent mit den jenseits des Rheins gelegenen helvetischen Decken zu betrachten. Sind diese wurzellos, so muß es auch der Bregenzer Wald sein. Im tektonischen Bau der Flyschzone des Bregenzer Waldes ist die Überschiebung des südlichen Flysch über die Kreide das bedeutendste Moment. Auch zwischen der Iller und Salzburg tritt es klar hervor, daß man von der helvetischen Serie (Kreide—Eocän) den daraufliegenden überschobenen Flysch trennen muß. Die in der Flyschzone steckenden Jurakluppen Bayerns und Vorarlbergs und möglicherweise auch der Bolgengranit sind mit Schubfetzen an der Basis der ostalpinen Decke gleichzustellen. Dabei braucht man aber nicht an eine so weite Erstreckung der ostalpinen Decke zu glauben. Möglicherweise sind die Kluppen von der ostalpinen Randzone abgeglitten („Schichtschlitten“ AMPFERER's).

Die nördlichen Kalkalpen werden von der Deckentheorie als eine wurzellose Masse, und zwar Decke I. Ordnung, betrachtet. Die Hauptstütze ist dafür die bereits von F. v. RICHTHOFEN erkannte Tatsache, daß der Flysch im N, W und S unter den Rhätikon einfällt. Die so gedeutete tektonische Stellung der Kalkalpen kann aber, da nur kleine Überschiebungen nachzuweisen sind, nur indirekt aus der Summe kleiner Bewegungen erschlossen werden.

Der Rhätikon wird als eine auf Flysch bzw. Bündner Schiefer n wurzellos liegende Masse aufgefaßt, die durch Quetschzonen in Schollen zerlegt ist. Diese zum Teil aus Flysch bestehenden Zonen werden als Aufpressungen des basalen Gebirges betrachtet.

In den Allgäuer und Lechtaler Alpen bilden nach AMPFERER's Querschnitt die Kalkalpen eine nach oben und unten klar abgeschlossene Decke, in der mehrere Schollen sich gegenseitig überschoben haben. Die Schollen liegen dachziegelartig übereinander, und zwar tauchen sie sowohl nach Süden wie nach Osten unter das nächsthöhere tektonische Element. Zwischen den südlichsten Schuppen der Kalkalpen und den Quarzphylliten am Rande der Zentralalpen ist wahrscheinlich primäre Verwachsung vorhanden.

Das Deckenschema der zwischen Rhein und Inn gelegenen Kalkalpen entwirft der Autor mit Benutzung der Arbeiten von AMPFERER und HAHN folgendermaßen: zwei Deckensysteme, das bayerische und das tirolische, liegen aufeinander. Jenem, dem tieferen, gehören Rhätikon, hinterer Bregenzer Wald, Allgäuer und Lechtaler Alpen sowie östlich des Lech eine Reihe von Gebirgsstöcken an, wie Herzogstand, Benediktenwand, Wendelstein. Auf dieses, das höhere, entfallen Muttekopf, Mieminger- und Sonnwendgebirge, sowie große Teile des Wetterstein- und Karwendelgebirges. In beiden Deckensystemen sind wieder zwei Hauptteildecken zu unterscheiden, im bayerischen die tiefere Allgäuer und die höhere Lechtaler Decke, im tirolischen die tiefere Wetterstein- und die höhere Inntaldecke. Über die Größe der Überschiebungsbewegungen der einzelnen Decken lassen eine Reihe von Kluppen und Fenstern, z. B. das Hornbacher, Tannheimer und Wamberger Fenster der Lechtaldecke schließen.



Zwischen Inn und Salzach verschmelzen nach HAHN die Wettersteindecke und die Inntaldecke zu einem mächtigen Schollenbau. Dieser läßt tektonisch drei große Einheiten, und zwar wieder die bajuvarische und die tirolische erkennen, während die juvavische neu hinzutritt. Der bajuvarischen Einheit mit nordtirol-bayerischer Fazies gehören nur am nördlichen Kalkalpenrand die Chiemgauer Berge mit Kampenwand und Hochfeltn an. Die tirolische Einheit ist die größte von ihnen und hat im Norden nordtirol-bayerische, im Süden hingegen Berchtesgadener Fazies. Kaisergebirge, Loferer und Leoganger Steinberge, Kammerker, Sonntags-horngruppe, Watzmann, Steinernes Meer, Hagengebirge und Hochkönig gehören ihr an. An ihrem Südrand zeigt sie Schuppenbau mit südwärts gerichteter Bewegungsrichtung. Die juvavische Einheit liegt in Gestalt ortsfremder Deckschollen oder Klippen auf und mitten in der basalen tirolischen Einheit. Auf sie entfallen Reiteralpe, Lattengebirge, Untersberg und Göll.

Zwischen Salzach und Enns sind die tektonischen Einheiten und Untereinheiten in intensiver Weise geschuppt und manche von ihnen auch deckenförmig gelagert. Die tirolische Einheit, die fast das ganze Gebirge zusammensetzt, ist so weit nach Norden über die bajuvarische Einheit geschoben, daß von dieser nur im nördlichen Teile des Sengsen-gebirges ein verhältnismäßig kleiner Komplex zutage tritt. Die innerhalb der tirolischen Einheit herrschende Schuppen- bzw. Deckenstruktur gestattet eine Gliederung derselben in eine tieftirolische Zone mit Osterhorn- und Schafberggruppe, Höllen- und Sengsengebirge (südlicher Teil), eine mitteltirolische Zone mit Totengebirge und eine hohtirolische Zone mit Tennengebirge, Gamsfeld und Dachstein. Gamsfelddecke und Toten-gebirgsdecke sind dem tieftirolischen Gebirge nordwärts aufgeschoben. Faziell erweist sich das Totengebirge als ein Mischungsgebiet zwischen der in der tieftirolischen Einheit herrschenden nordtirol-bayerischen Fazies und der in der hohtirolischen Einheit herrschenden Berchtesgadener Fazies. Juvavisch ist nur die kleine Lammergebirgsscholle. Von den Störungen ist hervorzuheben, daß sie teils vor-, teils nach-gosauisch sind.

Zwischen der Enns und dem Kalkalpenostrand wird eine schmale nördliche Randzone, der stellenweise noch eine Klippenzone vorgelagert ist, von der bajuvarischen, die übrige große Hauptmasse des Gebirges von der tirolischen Einheit eingenommen. In letzterer findet wieder tektonische Dreiteilung in tief-, mittel- und hohtirolisch statt. Der tieftirolischen Zone mit nordtirol-bayerischer Fazies gehört u. a. die Voralpe nächst Altenmarkt a. d. Enns an. Die hohtirolische Zone mit Hochschwab, Rax und Schneeberg hat Berchtesgadener Fazies. Die zwischen ihnen befindliche mitteltirolische Zone hat entsprechend ihrer Lage gemischte Fazies. Die drei diese vier Zonen trennenden Störungslinien tragen nur streckenweise den Charakter von Überschiebungslinien; sonst stehen sie steil. Es kann also nur von Schollen- und Schuppen-, aber nicht von Deckenbau die Rede sein.



Zum Schluß seiner Betrachtungen über die nördlichen Kalkalpen wird der Autor zu folgendem wichtigen Ergebnis geführt: „Nirgends bieten die Kalkalpen Anlaß zu einer Auflösung in Decken im landläufigen Sinne; eine tektonische Erklärung mit Hilfe von liegenden Falten ist abzulehnen; die Überschiebungen zeigen keine bedeutende Schubweite; das größte Überschiebungsphänomen ist die juvavische Schubmasse (Reiteralpe, Lattengebirge, Untersberg, Göll), deren Wurzel im Süden vom Steinernen Meer—Dachstein, unmittelbar anschließend an beide, gesucht werden muß; die juvavische Masse ist eine Übergleitungsscholle“ (Schichtschlitten AMPFERER'S?).

Die Frage, „ob die Faziesgebiete auf tektonische Elemente beschränkt sind“, wird verneint. Wie die Tabelle VII des Autors und auch die vorangegangenen Ausführungen zeigen, „fallen die großen faziiellen Differenzen nicht mit den Grenzen der tektonischen Einheiten zusammen“. „Die Unterschiede der Fazies lassen sich restlos erklären ohne Zerlegung in Decken. Es sind die Einheiten der Kalkalpen nicht übereinandergeschoben aus einzelnen Wurzeln, sondern ohne Fernschub nebeneinandergespreßt und z. T. übereinandergeschoben.“

In der Zentralzone westlich vom Brenner wird das Unterengadin als Fenster gedeutet, denn es wird auf allen Seiten von kristallinen Massen überschoben. Von der zwischen ihm und dem Prättigau gelegenen Silvrettagruppe ist daher anzunehmen, daß sie „schwimmt“. „Man kann im Gebiete des Unterengadiner Fensters die Bündner Schiefer, die ostalpine Umrahmung und eine Mischungs- (Schuppungs-) Zone dazwischen unterscheiden; die tektonische Mischungszone, d. i. die Serie der sogenannten lepontinischen Decken, läßt sich lückenlos in Bündner und ostalpine Bestandteile trennen.“ In der den südlichen Fensterrahmen bildenden und vom Mesozoicum bedeckten Lischannagruppe, sowie in den angrenzenden Münstertaler Alpen ist gegen W gerichtete Bewegung sicher. Auch die dieses Gebiet überschiebende kristalline Ötzmase weist am Endkopf, wo sie von Mesozoicum bedeckt ist, gegen W gerichtete Faltung, und zwar Überkipfung auf. Das Mesozoicum des Ortler zeigt einen gegen S geöffneten Faltenbau. Wahrscheinlich handelt es sich um eine primäre, gegen S gerichtete Faltung, was allerdings mit den Forderungen der Deckentheorie in schroffem Widerspruch steht. Judicarien-, Tonale- und Zebrolinie sind Bruchlinien.

In der Zentralzone östlich vom Brenner wird der Fenstercharakter der Hohen Tauern nicht nur, wie schon gesagt wurde, aus stratigraphisch-faziellen Gründen, sondern auch tektonisch bestritten. Nach der Forderung der Deckentheorie müßte am Tauernwestende das Stubai Kristallin über den mesozoischen Sedimenten des Tribulaun liegen. „Das Gegenteil ist der Fall.“ Das nach der Deckentheorie ostalpine Schiefergebirge im N der Tauern ist nicht scharf von den als lepontinisch bezeichneten Tauerngesteinen zu trennen. Auch das Gebirge im S der Tauern, das in der Zone Sprehenstein—Windisch-Matrei—Kals—Makernispitze

die Wurzel des Tauerndeckensystems besitzen soll, steht den Tauern nicht ganz fremd gegenüber. Daß am Tauernostende, also im Bereich der Radstädter Tauern, die Lagerungsform der Gesteine den Anforderungen der Deckentheorie besser entspricht, wird vom Autor anerkannt. Daher faßt er seinen Standpunkt über die Hohen Tauern folgendermaßen zusammen: „Die Tauern werden von der Deckentheorie als ein lepontinisches Fenster mit ostalpiner Umrahmung aufgefaßt. Für sehr große Strecken kann ein Fenstercharakter nicht erwiesen werden, sondern die gesamten Hohen Tauern zeigen vielmehr den Charakter einer ungemein kompliziert gebauten Synklinalregion. Besonders ist am Nordrand, wo ja das Ostalpine überschoben sein soll, ein enger Zusammenhang mit Tauerngesteinen vorhanden (z. B. Pongau usw.); am Tauernwestende herrschen ganz abnorme, mit der Deckentheorie nicht vereinbare Verhältnisse, im S findet nur teilweise ein Untersinken der Tauerngesteine statt; nur im Osten scheinen sich die Verhältnisse im Sinne TERMIER's erklären zu lassen. Bei der Fenstertheorie ist aber immer sehr wohl zu bedenken, daß die Teilstücke des Rahmens sich nicht ohne weiteres parallelisieren lassen. — Der Fenstercharakter der Hohen Tauern ist daher nicht nachzuweisen.“ An späterer Stelle wird auch noch besonders betont, daß in der südlichsten Zone der Zentralalpen von Villach, also vom östlichen Fensterende an gegen O keine Andeutung eines Wurzellandes vorliegt.

In der nördlichen Zone des Drauzuges bezeichnen die Karawanken und Gailtaler Alpen ein prägosausches Faltengebirge. „Durch die Lehrmeinung von der Trennung der Dinariden von den Alpen wird es bewirkt, daß durch die alpinō-dinarische Grenze das ein einheitliches gegen N gerichtetes Falten- und Schuppensystem darstellende Gebirge der Karawanken in zwei Teile zerrissen wird, indem der mit nordalpiner Fazies ausgestattete Zug des Obir als ostalpin von den Dinariden getrennt wird.“ Dem ist gegenüberzuhalten, daß in den beiden Ablagerungsräumen „der fazielle Kontrast nicht so groß ist, daß man auf weit getrennte Ablagerungsräume schließen muß“. Den die synklinal gebauten Lienzer Dolomiten begrenzenden Störungen, im N des Draubruchs, im S des Gailbruchs, wird keine große tektonische Bedeutung zugesprochen, obwohl letzterer als die östliche Fortsetzung der Judicarienlinie aufzufassen ist.

Im Kapitel „Die Bauformel der österreichischen Alpen“ stellt der Autor einige wichtige tektonische Sätze auf, die das bisher Gesagte kurz zusammenfassen. Sie stehen alle mit der Deckentheorie in Widerspruch. Unter anderem behauptet er: „Die sog. alpinō-dinarische Grenze hat einen ganz verschiedenen Charakter in den Teilstücken ihres Verlaufs“ [Tonalelinie, Judicarienlinie, Störungslinien im Bereich des Brixener Granits, Gailtalbruch]. Streckenweise ist sie „überhaupt nicht nachzuweisen“. Hieraus ergibt sich, „daß die Alpen von den Dinariden nicht getrennt werden können.“ „Für die Deckentheorie ist die Frage nach den Wurzeln ungelöst.“ Mit der Widerlegung der Fenstertektonik der Tauern

wird „die einzige Stütze beseitigt, auf der sich die Deckentheorie der Ostalpen aufbaute“. Das Unterengadiner Fenster wird anerkannt. Um die Entstehung desselben und der übrigen großen gebirgsbildenden Vorgänge zu erklären, wird die Verschluckungstheorie von AMPFERER-HAMMER zur Grundlage genommen.

Es folgt eine kurze „geologische Geschichte“ und Beschreibung technisch wichtiger Erz- und Nichterzvorkommen, worauf nicht weiter eingegangen werden kann.

In seiner Beschreibung der österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpine-dinarischen Grenze entwirft F. HERITSCH ein geologisches Bild dieses Teiles der Ostalpen, in welchem die gesamte Literatur, sowohl älteren wie neuesten Datums, eine ebenso ausführliche wie sachliche Berücksichtigung findet. Es muß ganz besonders anerkannt werden, daß der Autor, ohne sich der Deckentheorie anzuschließen, diese als die heute verbreitetste und beliebteste Theorie in erster Linie berücksichtigt. Um so überzeugender und vernichtender wirken die Angriffe, die er auf Grund eigener gründlicher Kenntnisse der Ostalpen gegen sie führt. Die Deckentheorie hat durch einen früheren Anhänger eine schwere Niederlage erlitten.

Wohl noch entscheidender hätte diese werden können, wenn HERITSCH im Unterengadin HAMMER's Beobachtungen mehr berücksichtigt hätte. Dieser Geologe weist ausdrücklich darauf hin, daß dort „die Annahme eines Deckenbaues zur Erklärung der gegenwärtigen Lagerungsverhältnisse nicht notwendig ist“, „daß keine zwingenden Gründe dafür vorliegen, das Bündner Schiefergebiet des Unterengadin als ein Fenster aufzufassen, sondern daß auch die Deutung als ein Senkungsfeld mit randlichen Überschiebungen und vielfachen Übereinanderschüppungen den beobachteten Tatsachen gerecht wird“. Wenn HERITSCH im Unterengadin und in den Hohen Tauern zu gleichartigen stratigraphischen Resultaten geführt wird, nämlich, daß dort die Bündner und die ostalpinen, hier die Tauern- und die ostalpinen Gesteine durch Übergänge miteinander verbunden sind, so daß in beiden Gebieten der Begriff der lepontinischen Fazies hinfällig wird; und wenn er weiter für die Hohen Tauern eine Synklijalregion mit randlichen Überschiebungen annimmt, warum läßt er dann im Unterengadin HAMMER's Deutungsweise des „Senkungsfeldes mit randlichen Überschiebungen“ ganz außer acht? Daß in diesem Gebiet das Bild eines Fensters mehr zum Ausdruck kommt, kann doch in ganz ungezwungener Weise durch einen etwas stärkeren Zusammenschub der bewegten Massen erklärt werden.

Liegen nun nach den Beobachtungen HERITSCH's in den Hohen Tauern, nach denen HAMMER's im Unterengadin keine zwingenden Gründe vor, Fenster zu erblicken, so läßt sich die Deckennatur der Ostalpen durch ihren inneren Bau überhaupt nicht beweisen. Es bleibt also ihr westlicher Rand allein für einen solchen Beweis übrig. Wie innig sind aber auch hier die Ostalpen mit ihrer Unterlage, dem FLYSCH und den Bündner



Schiefern verwachsen, wie z. B. im Rhätikon und im Albula- und Juliergebirge!<sup>1</sup>. Dabei wird jenes Gebirge als die „Hauptstütze“ der Wurzellosigkeit der Ostalpen bezeichnet!

H. Mylius.

V. Hilber: Die rätselhaften Blöcke in Mittelsteiermark. (Mitteil. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark. 49. 1912. 80—90.)

Der Autor beschäftigt sich mit den bekannten, im mittelsteirischen Jungtertiär auftretenden kristallinen Blöcken, die er im Jahre 1879 als Erraticum von der Koralpe abgeleitet hat, welche Deutung von verschiedenen Seiten Widerspruch erfahren hat. Die Blöcke sind bekannt im Hügelland zwischen Saggau und Mur, wo die Blockablagerung vom Verf. als Meeressediment erkannt wurde, vom Radelgebirge, von Eibiswald, Koralpe, Gratkorn und Hartberg. — Verf. findet als annehmbarste Erklärung die Herleitung der Blöcke aus einem teils zerstörten, teils verdeckten Anstehenden. Besonders bemerkenswert erscheinen die unter Belvedereschotter liegenden und bereits ganz in einer Bucht des Grazer Paläozoicums auftretenden Blöcke von Gratkorn; Verf. meint, daß sie wohl kaum von der 17 km entfernten Stelle abzuleiten sind, wo die gleichen Gesteine anstehen, sondern daß sie eine nähere, durch die mächtigen Belvedereablagerungen verdeckte Ursprungsstelle haben. [Das letztere hält Ref. für vollkommen ausgeschlossen.]

Fr. Heritsch.

J. Sölch: Blockbildungen am Saume des steirischen Randgebirges. (Verhandl. d. Ges. deutscher Naturf. u. Ärzte. 85. Veramml. Wien 1913. Leipzig 1914. II. Teil. 1. Hälfte. 566—570.)

Die Blockbildungen des Radel wurden seinerzeit auf glazialen Transport zurückgeführt; mit der Erkenntnis, daß sie in miocänen Konglomeraten liegen, war diese Meinung hinfällig, und PENCK zog zu ihrer Erklärung die Schuttverfrachtung heran, welche am Beginne des Miocäns durch die Erhebung einzelner Alpentteile eingeleitet wurde. Verf. stellt die blockführenden Schichten in die Stufe der Kohlen von Eibiswald—Wies [was von WINKLER als nicht zutreffend erkannt wurde] und sieht in ihnen Ablagerungen des fließenden Wassers; gewaltige Wildbäche müssen den Rand des kristallinen Gebirges zerfressen haben und gewaltige Schuttkegel gebildet haben, welche sich gegen die tiefere Region des Grazer Einbruchbeckens gerichtet haben. Im Obermiocän fand eine Förderung von gut gerundetem Gerölle statt. [Auffallend ist dem Ref. die Tatsache, daß die

<sup>1</sup> Daß der Rhätikon vermutlich ortsnahe Herkunft ist, wurde von mir wiederholt begründet. Auf das Albula- und Juliergebirge komme ich in einer Arbeit zu sprechen, die für dieses Jahrbuch bereits im Druck ist.



Blöcke der Radelschichten, trotz der großen Entfernung von der Koralpe, von der sie allein abzuleiten sind, und trotz des dadurch bedingten langen Transportes in Wildbächen z. T. so wenig gerundet sind; sie zeigen häufig nur eine leichte Rundung der Kanten.] **Fr. Heritsch.**

**J. Dreger:** Geologische Mitteilungen aus dem Kartenblatte Wildon und Leibnitz in Steiermark. (Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1913. No. 2. 65—72.)

Der Autor gibt, im wesentlichen referierend, einen Überblick über die Verteilung des alten paläozoischen Gebirges und des Miocäns im mittleren Teile des Grazer Beckens. **Fr. Heritsch.**

**J. Sölch:** Ein Beitrag zur Geomorphologie des steirischen Randgebirges. (Verhandl. des XVIII. Deutsch. Geographentages zu Innsbruck. Berlin 1917. 128—140.)

Die Formen des steirischen Randgebirges zerfallen in zwei Gruppen, nämlich in ältere, welche sich vor dem Einbruch der Grazer Bucht gebildet haben, und in jüngere, die sich erst nachher entwickelten. Mit dem Einbruch der Grazer Bucht begann ein neuer Abtragungszyklus, der mit Schwankungen verlief. Der Autor beschäftigt sich nur mit den jüngeren Formen. Verf. zeigt, daß nördlich von Graz die Mur in engen Durchbrüchen das paläozoische Gebirge durchbricht, während ein älterer Lauf der Mur, gekennzeichnet durch Belvedereschotter und durch diese verlegt, unberührt bleibt; der tertiäre und der jetzige Lauf der Mur sind durchaus verschieden.

Verf. führt aus, daß nach der Senkung der Grazer Bucht mit dem Beginne der Miocänzeit und der gleichzeitigen Erhebung des Gebirges eine große Schuttverfrachtung begann, welche die groben, einst von HILBER als Eiszeitspuren gedeuteten Schuttsedimente verursachte. [Diese Einreihung der blockführenden Sedimente in das Untermiocän ist durch WINKLER widerlegt worden; siehe p. -223-.] Zur Zeit der Schuttführung ergoß sich die Mur in 440—470 m Höhe in das Becken von Gratwein. Durch Aufschüttung wurde die Erosionsbasis erhöht und die daraus folgende Verminderung des Gefälles bewirkte das Aufhören der Sedimentation von grobem Blockwerk. — In der mediterranen Zeit floß die Mur westlich des Plabutsch und lagerte „Leithaschotter“ ab. In sarmatischer Zeit lag die Austrittsstelle der Mur höher (500 m oder noch darüber).

In vieler Beziehung stellen die allerdings auch auf anderen Grundlagen basierten Studien WINKLER's eine Berichtigung zu den Angaben SÖLCH's dar, so besonders bezüglich der Deutung der Blockschichten als Grunder Schichten usw. In vieler Beziehung gibt es eine Übereinstimmung; so begründet WINKLER, daß die ganz hoch gelegenen Schotter bei Graz dem tieferen Sarmat angehören.

Verf. trennt fluviatile Bildungen des Untermiocäns (nach WINKLER handelt es sich um Äquivalente der Grunder Schichten), des Mediterran (d. s. des Autors Leithaschotter) und pliocäne Schotter (Belvedereschotter); die paläontologische Begründung für die Altersdeutung der Schotter fehlt.

Fr. Heritsch.

**A. Winkler:** Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. (Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1913. 311—321.)

Ein großer Teil des Inhaltes dieser vorläufigen Mitteilung deckt sich mit dem Inhalte der referierten Abhandlung (in Jahrb. geol. Reichsanst. 63. 403—620). Es wird hier nur auf das eingegangen, was im genannten Referat nicht erwähnt wurde.

Das Einbruchsfeld der Oststeiermark, das sich vor Ablagerung der höheren pontischen Schichten bildete, füllte sich mit jüngeren pontischen Sedimenten, über welche die Tuffberge transgredieren, und dann schließlich mit Belvedereschottern aus, die bereits *Mastodon arvernensis* und *M. Borsoni* enthalten (oberpontisch).

In Zentralkärnten wurden bei der fortdauernden Hebung des Korpalpenrückens sarmatische Braunkohlen entlang des Lavanttaler Verwurfes steil aufgerichtet. Die vielleicht schon obersarmatischen, jedenfalls aber unterpontischen Sattnitzkonglomerate sind eine Ausfüllung des durch die Korpalpen—Poßruk-Hebung aufgestauten Senkungsfeldes. Die Hebung der Korpalpe dauerte vom Oligocän bis in das Pliocän.

In Untersteiermark, Nordkrain und Westkroatien unterscheidet Verf. folgende Störungsphasen:

1. Postmitteleocäne Faltung (Südüberschiebungen im Bereiche des Laibacher Beckens).
2. Vormitteleocäne Senkung (Randbruch der Steiner Alpen).
3. Voroeroligocäne Störungen (Übergreifen des Oberoligocäns von Tüffer, in der Wochein, Erosion des marinen Mitteloligocäns).
4. Störung nach Ablagerung des Fischschiefers von Wurzenegg (Verfaltung dieser Sedimente am Wotsch, Entstehung der Senkungsfelder am Süd- und Westabfall des Bachers).
5. Vormiocäne Faltung (Faltung in den genannten Senkungsfeldern, bei Tüffer).
6. Tiefmiocäne Bruchphase (Senkungsbrüche in Untersteier, vulkanische Ergüsse).
7. Bewegungen vor Ablagerung der II. Mediterranstufe (zwischen Bacher und Steiner Alpen, Regression des Meeres am Südrand des Bachers etc.).
8. Vorpontische (wahrscheinlich höhersarmatische) Faltung (Südüberschiebung bei Stein etc.).

9. Vorhöherpontische Senkung (Diskordanzen im Agramer Gebirge, Transgression der höherpontischen Schichten über Miocän).
10. Postoberpontische Faltung (im Bereiche der gesamten kroatischen Inselberge).

Die beiden wichtigsten Faltungsphasen Untersteiermarks (No. 5 und No. 8) sind gleichhalt mit Hebungen in Mittelsteier. Die Faltung der untersteirisch-kroatischen Zone ist von den gegen Süden gerichteten Faltenbewegungen beherrscht. Die an die Faltungszone nördlich angrenzende mittelsteirisch-zentralkärntnerische Scholle ist während des Miocäns gegen Süden bewegt worden. Die Hebung der mittelsteirisch-zentralkärntnerischen Region und jene der vorgelagerten Gebiete (Bacher, Steiner Alpen, Karawanken) erscheint als das Ansteigen der gegen die südlichen Falten bewegten Schollen. Der Bau der südöstlichen Alpen im Oligocän und im Jungtertiär ist aus zwei Einheiten zusammengeschweißt; in der gehobenen Scholle fehlt das Oligocän und es ermangeln alle faltenden Vorgänge, dafür sind junge Basaltvulkane und Störungslinien in Nord—Süd- oder Nordwest-Richtung vorhanden; die krainisch-untersteirisch-kroatische Faltungszone hat eine vollständiger entwickelte marine Schichtfolge (Mitteloligocän bis Oberoligocän); die Schichten sind gefaltet und überschoben; die Bewegung erfolgte gegen Süden.

Fr. Heritsch.

### Mediterrangebiet.

**E. Blanck:** Kritische Beiträge zur Entstehung der Mediterran-Roterde. (Landwirtschaftliche Versuchsstationen. 87. 251—314.)

Für keine Bodenbildung sind wohl je so verschiedene Möglichkeiten der Bildungsweise herangezogen worden wie für die Mediterran-Roterde, die terra rossa. Ein Überblick über die vielseitigen Hypothesen und Theorien, die sich mit mehr oder weniger Erfolg um die Lösung dieses Problems bemüht haben, lehrt, daß man dieselben vom theoretischen Gesichtspunkt aus in drei Gruppen zerlegen kann. Die eine Richtung sieht gänzlich von einem Verhältnis der Roterde zu dem unterlagernden Gestein ab, oder räumt diesem Umstande nur eine untergeordnete Rolle ein, während die andere gerade den kausalen Zusammenhang und die Abhängigkeit der Roterde von diesem, und zwar einem Kalkgestein als Muttergestein, hervorhebt. Die dritte Richtung bringt die Roterde zwar gleichfalls in ursächliche Verbindung mit dem Kalkgestein, jedoch nicht im Sinne der vorigen Auffassung als Muttergestein, sondern indem sie aus der Gegenwart des Gesteins auf Grund chemisch-geologischer Überlegungen auf das Auftreten der genannten Bodenbildung als Folgeerscheinung schließt. Man könnte somit sagen, daß zwischen einer rein geologischen und einer chemisch-geologischen Erklärungsweise zu unterscheiden sei, welche letztere entweder als Lösungs- oder Rückstandstheorie die Roterde als Verwitterungsrückstand des unterlagernden Gesteins infolge eines einfachen Lösungs-

bezw. Auswaschungsvorganges zu deuten sucht, oder für sie einen verwickelten Verwitterungsprozeß physikalisch-chemischer Natur in Anspruch nimmt.

Die rein geologischen Erklärungsweisen, die auf diesen Zusammenhang keine Rücksicht nehmen, können deswegen nicht befriedigen, weil sie nicht einmal einen deutlich sichtbaren Zusammenhang zwischen der Roterde in ihrer Erscheinungsform und der äußeren Umgebung darzutun vermochten. Die Lösungstheorie krankt, man mag die Sachlage drehen oder wenden wie man will, immer wieder daran, daß es ihr nicht gelingt, das räumlich begrenzte Auftreten der terra rossa außer Zweifel zu stellen, trotz des Nachweises, daß ein Teil der Roterde seiner Zusammensetzung nach sicherlich mit dem nicht carbonatischen Anteil des Kalk-Dolomitgesteins identisch ist. Der klimatischen Bodenzonenlehre kann der Vorwurf nicht erspart bleiben, daß sie das nur an Kalk gebundene Auftreten der Mediterran-Roterde nicht zu lösen vermag, und zudem in der Beantwortung der Kardinalfrage, ob es sich betreffend die Zugehörigkeit der Roterde um die humide oder aride Region handelt, noch größte Uneinigkeit herrscht. Die chemisch-geologische Behandlungsweise endlich kann zwar alle gegen die vorerwähnten Theorien zu machenden Einwände entkräften, bringt aber in ihren Einzelheiten nicht eine allen Ansprüchen gerecht werden könnende Deutung bei. Schält man aus diesen kritisch gewonnenen Feststellungen den Kern für eine neue Theorie heraus, nach welcher die Erklärung des Terra rossa-Vorkommens und die ihrer Entstehung als eindeutig und restlos erfolgen könnte, so muß unzweifelhaft von dem Gebundensein der Mediterran-Roterde an Kalk ausgegangen werden: Diese Tatsache muß mit den klimatischen Verhältnissen des Mittelmeergebietes im Gegensatz zu den nördlicher Breiten und mit dem Verwitterungsprodukt der Kalk-Dolomitgesteine unter diesen Bedingungen in Einklang zu bringen gesucht werden. Sodann müssen aber auch die durch die als geologisch-chemische Behandlungsweise charakterisierten Vorgänge in die bisher noch nicht vollkommen ausreichende ursächliche Verbindung unter sich gebracht werden.

Ohne an diesem Orte näher der Einzelheiten der neuen Erklärungsweise des Verf.'s zu gedenken, sei nur darauf hingewiesen, daß einerseits den in den Verwitterungslösungen vorhandenen resp. fehlenden Humussubstanzen kolloider Natur infolge ihrer Schutzwirkung der größte Einfluß auf das Zustandekommen der Roterde beigemessen wird. Andererseits erblickt Verf. in der Erscheinung des Nichtdiffundierenkönnens von Eisenlösungen in Kalkgesteinen und in der damit im Zusammenhang stehenden weiteren Erscheinung der sogen. metasomatischen Verdrängung des Kalkes durch Eisenlösungen und der Diffusion letzterer in abgelagerten Eisenanhäufungen den Kernpunkt für eine dauernde Anreicherung des Eisens. Da in den nördlicheren Breiten die klimatischen Bedingungen humuskolloidreiche Boden- und Verwitterungslösungen erzeugen, so kommt in diesen Zonen, trotz Gegenwart von Kalkgestein, keine Roterdebildung zustande, weil das Eisen und auch die Tonerde in diesen Lösungen beweglich bleibt



und fortgeführt wird. In den Gebieten des Mittelmeeres sind dagegen die Verwitterungslösungen nicht allein reich an Eisen und Tonerde infolge der dort herrschenden klimatischen Verhältnisse, sondern zugleich arm an Humuskolloiden, wenigstens zu einer größeren Zeit des Jahres, so daß eine Kolloidschutzwirkung durch diese nicht auf erstere ausgeübt wird und der Kalk seinen fällenden Einfluß auf das Eisen geltend machen kann.

Kurz zusammenfassend ist Verf. demnach geneigt, die Entstehung der Mediterran-Roterde, der terra rossa, auf nachstehende Ursachen und Bedingungen zurückzuführen, indem er dem Charakter des unterlagernden Gesteins, der Anwesenheit von Humussubstanzen bezw. des Gegenteils den größten Einfluß auf die Ausbildung dieser Bodenform einräumt. Überall dort, so möchte er sich fassen, wo bei Gegenwart eines Kalk-Dolomitgesteins für die Abwesenheit von Humussubstanzen gesorgt ist, muß die Bedingung zur Roterdebildung gegeben sein; ob sie zustande kommen kann, hängt aber von den jeweiligen klimatischen Faktoren ab, die eine Humusanreicherung vereiteln oder bis zu einem gewissen Grade nicht gestatten. Die Beteiligung des aus den Kalkgesteinen entstammenden „unlöslichen Rückstandes“ an der Terra rossa-Bildung ist nur von untergeordneter Bedeutung, insofern dieser Rückstand nur einen Teil der gesamten Roterdebildung ausmacht, niemals aber für die Eisenanreicherung verantwortlich zu machen ist. Sondern diese erfolgt, und ist sie der springende Punkt in dem ganzen Terra rossa-Problem, durch die metasomatische Verdrängung des Kalkes und durch die Diffusionsmöglichkeit von außen zugeführter Eisenlösungen in den durch vorgenannten Vorgang erzeugten Anhäufungen eisenreicher Produkte, die sich in Spalten und Klüften sowie in den sogen. Dolinen vorfinden.

E. Blanck.

### Mittelmeergebiet.

P. Vinassa de Regny, A. Riccò, S. Arcidiacono, F. Stella Starrabba, L. Taffara, O. de Fiore: L'eruzione etnea del 1910. (Memorie dell' accad. Gioenia d. Sc. nat. Catania. 1912. Mit 11 Taf. u. 34 Textfig. 247 p.)

Die unter Redaktion P. VINASSA DE REGNY's herausgegebene Monographie der großen Eruption des Ätna im Jahre 1910 ist eine von den wenigen vollständigen Beschreibungen eines Vulkanausbruches; Ref. möchte dieses Werk am ehesten mit der vortrefflichen Beschreibung des Vulkanausbruches des Mt. Pelé vergleichen. Die Beschreibung des Ätnaausbruches wird sehr lebhaft durch Zeichnungen, durch ein kleines Kärtchen und durch Lichtbilder unterstützt.

Im ersten Teil des Buches (89 p.) beschreibt S. ARCIDIACONO die Tätigkeit des Ätna vom 1. Januar 1893 bis zum 31. Mai 1906. Vom Juni 1906 bis zum 23. März 1910 gibt TAFFARA ebenso im Detail die Schilderung der eruptiven und geodynamischen Lebensäußerungen des Vulkans. Details können aus der großen Zahl der Beobachtungen nicht her-

vorgehoben werden. Nach der großen Eruption des Jahres 1892 war der Berg im Jahre 1893 seismisch unruhig, ebenso war der Zentralkrater in leichter Tätigkeit; das war eben der Abschluß der vorangehenden großen Eruptionsepoche. Vom Jahre 1896 an befand sich der Zentralkrater im Solfatarenzustand; dieser dauerte mit wenigen Zeiten seismischer Unruhe und Auswurfes von glühendem Material bis 1908. Im April 1908 ereignete sich eine Lateraleruption im Valle del Bove; bei dieser traten bedeutende Lavamassen am oberen Rand des Valle del Bove unter dem Krater von 1899 und in den Hängen nördlich und südlich der Rocche Gianicola aus; die Lava berührte nur unproduktives Terrain. Dieser Lavaausfluß ist, wie VINASSA DE REGNY sagt, eine mißlungene Eruption. Die eruptive Kraft änderte sich dann im Jahre 1910 dort, wo die Spalten von 1883—1892 einen leichteren Austritt ermöglichten, d. i. am Südgehänge der Montagnola oberhalb von Nicolosi.

Der zweite Teil des Buches (23 p.) ist der Seismologie der Eruption von 1910 gewidmet. Im dritten Teil (5 p.) gibt RICCÒ eine Beschreibung des Zentralkraters von 1893—1910; nachdem 1893 die glühende Lava im Krater verschwunden war, veränderten Bergstürze die Innenhänge des Kraters und verschütteten die „Kehle“ desselben; durch kleinere vulkanische Ereignisse (Bombenauswurf, strombolianische Tätigkeit 1907) etc. veränderte sich das Aussehen des Kraterinnern. — Im vierten Teil (57 p.) gibt RICCÒ eine Beschreibung des Besuches der Eruption von 1910; dasselbe geschieht durch P. VINASSA DE REGNY, L. TAFFARA und DE FIORE.

Der Gang der Eruption wird von P. VINASSA DE REGNY in einem Diarium zusammengefaßt:

23. März, 2<sup>h</sup> 55' früh Beginn der Eruption mit zahlreichen, vom Seismographen in Catania aufgenommenen Stößen; die Eruption setzte an der Spalte (1892) unter der Montagnola ein; dort erhob sich eine etwa 3500 m hohe Rauchsäule; auch der Zentralkrater stieß dichte Rauchmassen aus; in 2250 m trat Lava aus und bildete einen Strom, der bis 1930 m herabreicht. Dieser Strom hörte in seinem Fortschreiten sofort auf, als am unteren Ende des „eruptiven Apparates“ der Ausfluß von Lava begann, welche den großen Lavastrom bildete, der schließlich, bis an die Strecke Nicolosi—Borello heranreichend, eine Länge von ca. 10 km erreichte. Das Fortschreiten des Lavastromes dauerte bis 18. April.

24. März. Es begannen im eruptiven Apparat sich die einzelnen Bocchen zu individualisieren, welche heftig Dampf und glühendes Material auswarfen. Diese Tätigkeit hielt bis zum 10. April an, indem sie sich zeitweise verstärkte und wieder zeitweise abnahm. Vom 10. April an verminderte sich die Tätigkeit langsam und am 18. April war die Eruption zu Ende.

Im fünften Abschnitt des Buches (34 p.) bringt VINASSA DE REGNY geologische und morphologische Beobachtungen. Die Eruption setzte sofort in großer Stärke und unerwartet ein: als Vorzeichen kann der Ausbruch von 1908 etc. angesehen werden. Von den zahlreichen Bocchen der Eruption von 1910 bildeten sich zuerst jene, die am höchsten liegen; aus diesen

ergoß sich auch der oben erwähnte Lavastrom, der noch am 23. März zu fließen aufhörte, als sich nämlich die tieferen Bocchen bildeten; aus der untersten derselben, die knapp ober der Cantoniera liegt, und aus Spalten im Gehänge neben dieser Bocca ergoß sich dann der große Lavastrom; das Ausfließen der Lava geschah geradezu nach hydrostatischen Gesetzen; denn sobald unten die Lava ausfloß, förderten die Bocchien darüber nur mehr Lockermaterial.

Die Eruption von 1910 ist an die bekannte Spalte von 1883—1892 geknüpft; auf einem Teile dieser Spalte, die wohl erweitert wurde und von anderen Sprüngen begleitet ist, entstand die neue Serie der Bocchen. Die 1910 tätige Spalte hat eine Länge von 2000 m; die Spalte selbst ist vielfach in den Zwischenräumen zwischen den Bocchen sichtbar. Auf der Spalte liegen 99 Bocchen, von denen die meisten sehr klein sind. [Von den Hängen der Montagnola aus bietet die schnurgerade Anordnung der Bocchen mit dem von der untersten ausgehenden Lavastrom ein ungemein eindrucksvolles Bild. Ref.] Die Bocchen haben sich erst einige Zeit nach dem Beginn der Eruption als Ausbruchspunkte individualisiert; denn am Anfang der Eruption hat die ganze Spalte, soweit sie klappte, ausgeworfen. Die oberen Bocchen waren (bis auf die obersten, welche am 23. März den kleinen Lavastrom lieferten) nur explosiv tätig; die untersten Bocchen, deren unterste Monte Riccò heißt, waren explosiv und effusiv tätig; der große Lavastrom floß aus einer torähnlichen Wölbung heraus. — Der Mechanismus der Eruption war derart, daß die aufsteigende Lava im oberen Teil der Spalte von 1892 die entgegenstehenden Hindernisse überwältigen konnte und ausfloß; der folgende Stoß der Lava gegen den unteren Teil der Spalte ließ den großen Lavastrom entstehen. — Zugleich mit der Eruption bildeten sich zahlreiche kleine Spalten, so z. B. hoch über dem „eruptiven Apparat“ am Piano del Lago, wo an Spalten Hohlformen entstanden, deren Aussehen man etwa mit Dolinen vergleichen könnte. — Bemerkenswert ist die Angabe, daß den Gasen, wenigstens zu Beginn der Eruption, der Wasserdampf fehlte [die Eruption von 1908 aber lieferte bedeutende Mengen von solchen]. Einer Beschreibung werden ferner die Fumarolen, dann die Auswurfsprodukte, die Formen der Lava, die Oberflächenformen des großen Stromes unterzogen. Eine Erörterung der Geschwindigkeit der Lava ergibt, daß sie bis zu einer Entfernung von 3 km von der Bocca 500 m in der Stunde, bis 2 km weiter 230 m und weitere 2 km weiter 165 m betrug; die Geschwindigkeit nahm von da an regelmäßig ab und betrug am 16. (dem letzten) Tage des Vorschreitens 2,3 m in der Stunde. Die Temperatur der Lava schwankte zwischen 1100° und 1350°.

Im sechsten Abschnitt des Buches (35 p.) beschreibt STELLA STARRABBA die Lava und die Auswurfsprodukte petrographisch. Sie stimmen mit den früheren Produkten des Ätna überein.

Fr. Heritsch.

Block, J.: Über einige Reisen in Griechenland mit Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse sowie der Baumaterialien, insbesondere der Marmorarten Griechenlands im Vergleich mit denjenigen Deutschlands und einiger anderer Länder. (Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. zu Bonn. 1902. 1—72.)

### Afrika.

Guillemain: Geomorphologische Probleme aus Kamerun (in PETERMANN'S Mitt. 1914. H. 9/10). (Naturwissenschaftl. Wochenschr. 1915. N. F. 14. 221—222.)

### Ostasien.

Fr. Frech: FERD. v. RICHTHOFEN'S China. Bd. V. Berlin 1911. 289 p. 31 Tafeln, 3 geol.-geogr. Kartenskizzen u. Tabellen.

Der vorliegende stattliche Band enthält die „abschließende paläontologische Bearbeitung der Sammlungen v. RICHTHOFEN'S, die Untersuchung weiterer Fossilreste aus den von ihm bereisten Provinzen sowie den Entwurf einer erdgeschichtlichen Übersicht Chinas“. Verf. behandelt zunächst nacheinander die paläozoischen und mesozoischen Formationen, aus denen ihm Fossilien vorliegen, unter gleichzeitiger paläontologischer Beschreibung der vorliegenden Versteinerungen, schließt daran eine Besprechung des Jungtertiärs und Quartärs Chinas und geht dann zur Schilderung der Geschichte der Meere und Gebirge in China über. Den Schluß des Werkes bildet die ausführlichere Behandlung der Steinkohlenreviere Chinas, welche eine hohe praktische und auch weiterhin politische Bedeutung besitzen. Einen kurzen Auszug aus der im vorliegenden Werk näher begründeten „geologischen Entwicklung Chinas“ hat Fr. FRECH im Jahre 1911 in den Mitteilungen des FERDINAND VON RICHTHOFEN-Tages (Leipzig-Berlin 1911, p. 38—61) erscheinen lassen.

Untersilur besitzt in Liautung, Schantung bis Yünnan und Tonking allgemeine Verbreitung. In China ähnelt das Untersilur dem südbaltischen, d. h. es ist kalkig entwickelt. In Tonking sind vornehmlich schieferige Bildungen vorhanden. FRECH betrachtet das chinesische Untersilur als eine aus sinischen (cambrischen) Formationen ununterbrochen fortbestandene Tiefseeablagerung und hält die Schieferfazies in Tonking für eine Flachwasserablagerung an der Küste eines im Süden gelegenen Kontinentes. Obersilur ist in Südchina und Tonking bekannt. Die aus der RICHTHOFEN'schen Sammlung beschriebenen Fossilien sind vor allem Cephalopoden.

Devon ist aus China seit langer Zeit bekannt, da Brachiopoden aus dem Mitteldevon der Provinz Yünnan seit alters her für offizinelle Zwecke



über das ganze Reich verteilt worden sind. Für Tonking wird durch die Bestimmung des *Spirifer speciosus* der Nachweis des Vorkommens von unterem Mitteldevon erbracht, dem sich ein dem Paffrathener Stringocephalenkalk entsprechender Kalk mit *Macrocheilus arculatum*, *Murchisonia coronata*, *M. angulata* und *Spirifer Maureri* anschließt. Ebenso ist die Ausbildung von Oberdevon in Tonking bekannt. In China gehört das Devon dem Faltenzuge des Kwenlun und Tsinling sowie im Süden den indochinesischen Ketten von Yünnan, Sz'tschwan, Kwangsi und Kansu an. Die Verbreitung des Devon in Ost- und Zentralasien zeigt dann das folgende Bild. 1. Mittel- und Oberdevon ist in Zentral- und Ostsibirien—Jenisseisk, Transbaikalien, Neusibirien und an der Ajau-Bucht am Ochotzkischen Meer nachgewiesen.

2. Unter- bis Oberdevon ist im Altai bis zum Ural bekannt; beide Gebirge sind postdevonisch. Am Tian-shan ist nur höheres Devon bekannt, als zentralasiatische Transgression des Devonmeeres.

3. Mittel- und Oberdevon ist als Transgression in dem Hochgebirgszug vorhanden, welcher von Hocharmenien durch die nordpersischen Ketten in den westlichen Kwenlun und schließlich zum Nan-shan und Tsinling-shan verläuft.

Nach der Annahme von FRECH ist die „Kwenlun-Transgression“ von Süden und nicht, wie es zunächst am verständlichsten wäre, aus dem nördlichen Devonmeer erfolgt, da sie, „wie es scheint, nicht nach dem Norden reichte“. Das Fehlen von Unterdevon im Süden sowie auch in Südchina ist vielleicht auf unterdevonische Gebirgsbildung in diesen Gebieten zurückzuführen. Das uralische und westsibirische Devon gleicht übrigens vollständig dem Harzer und böhmischen Devon. Auf den neusibirischen Inseln gesellen sich zu europäischen amerikanischen Devonformen. In dem vorliegenden Werk sind eine Anzahl devonischer Fossilien aus Südchina, Tonking, ferner aus dem westlichen Mittelchina, aus Zentralasien beschrieben. Aus allem ergibt sich, daß ganz Asien von Hocharmenien bis Tonking von einer großen Meerestransgression des unteren Mitteldevon durchzogen worden ist. Interessant ist es, daß im chinesischen Devon *Retzia radialis* und *ulothrix* als Vorläufer der Untercarbonfauna erscheinen.

Untercarbon ist in China nicht durch die untere Zone mit *Spirifer tornacensis*, sondern durch die obere mit *Productus giganteus* vertreten. Die obere Zone ist in Asien überhaupt weit verbreitet, während die untere nur durch einzelne Vorkommen in Persien und in Hocharmenien, an der Arpatschai-Mündung in das Araxestal bekannt geworden ist. Zur oberen Untercarbonzeit nimmt FRECH das Bestehen eines Mittel- und z. T. Südasiens durchziehenden Mittelmeeres an; im Norden lag der arktische Kontinent mit einer Küstenlinie, welche vom Donezgebiet zum mittleren Ural durch die nördliche Mongolei bis Shantung verlief. In Shantung wechselte bei Po-shan, Héi-shan und bei I-tschou-fu, ebenso aber in Sz'tschwan marine Untercarbonkalke mit Sandstein und Kohlenflözen. Die Südküste des asiatischen Untercarbonmeeres zog von Nordafrika durch Persien zum nördlichen Teil Vorderindiens und in der Richtung auf Siam tief nach

Süden in die indoafrikanische Kontinentalmasse. Wiederum sind wie beim Devon die faziellen engen Übereinstimmungen der Untercarbonstufen Chinas mit denen Westeuropas sehr auffallend. Die Kohlenkalke von Shantung und vom Yangtszé gleichen dem von Belgien und England.

Obercarbon transgrediert im südlichen China, südlich des Nan-shan mit den höchsten Schichten, die von mächtigen dyadischen Marinbildungen der *Productus*-Kalke oder marin-terrestrischen Schichten (Nanking-Hügel) überlagert werden. Am Nordabhang des Nan-shan in der Provinz Kansu sind *Mosquensis*-Kalke (unteres Obercarbon) mit eingelagerten Kohlenflözen vorhanden, in denen Fossilien der unteren Fusulinenkalke Europas, wie *Productus elegans*, *Spirifer duplicicosta*, *Orthothetes crenistria*, vorkommen. In Tonking sind von DEPRAT sowohl Fusulinen- als auch Schwagerinenkalke in großer Ausbreitung angetroffen worden. Fusulinenkalke sind vom europäischen Rußland bis zum Pazifik durch ganz Zentralasien bekannt: aus dem nordwestlichen Kleinasien und der arabischen Wüste in Ägypten, über die nördlichen und südlichen Teile der zentral- und ostasiatischen Gebirge, Nan-shan, Yünnan und Tonking. Eine ausführlichere Besprechung widmet FRECH den jungpaläozoischen Fossilien von Darwas und von Armenien. Das gesamte Obercarbon, d. h. die unteren Fusulinenkalke = *Mosquensis*-Stufe, die oberen Fusulinenkalke sowie die Schwagerinenkalke sind ebenso wie in Tonking auch am südlichen Tian-shan als rein marine Stufe kalkig entwickelt.

Dyas ist in China in sehr bemerkenswerten und fossilführenden Gesteinsfolgen weit verbreitet. FRECH behandelt eine größere Anzahl verschiedener Formen, welche z. T. bisher als carbonisch beschrieben worden waren. Auf dieser Grundlage faßt er seine Ergebnisse zu einem außerordentlich interessanten Gesamtbild der in Asien zur Dyaszeit eingetretenen Verhältnisse zusammen. Die teils fossilreichen, marinen, kalkigen Gebilde der Dyas werden in China von klastischen, Kohlenflöze führenden Gesteinen begleitet. Die wichtigen paläozoischen Kohlenreviere Chinas sind mit Ausnahme der schon genannten altcarbonen Flözgebiete in Shantung und Sz'tschwan und der wenig mächtigen Kohlen der *Mosquensis*-Stufe am Nan-shan dyadische, und zwar unter- und mitteldyadisch. Daneben kommen später behandelte triadische und jurassische Kohlenablagerungen vor. Die Verhältnisse, welche in der Dyaszeit in China geherrscht haben, werden aus den Begebenheiten verständlich, welche sich in dem großen mittel- und südasiatischen Mittelmeer abgespielt haben, welches seit der Devonzeit verfolgt werden konnte. In der Dyaszeit hatte dieses asiatische Mittelmeer ungefähr die gleiche Ausdehnung wie zur Carbonzeit. Wiederum scheiden Kwenlun, Altyntag und Nan-shan das nördliche Festland vom südlichen Meer. Die rein marine Fazies der Dyas reicht vom Pandschab im Indusgebiet über die Klippen in West-Tibet bis Yünnan, Sz'tschwan, Nanking und Loping am Poyang-See, wo Zwergformen des indischen Pandschabkalkes vorkommen. Dabei schieben sich nach Ost zunehmend Kohlen-schichten in die marine Schichtenfolge ein. Nur im Südosten Chinas tritt eine Vergrößerung des Meeres ein. Das uralisch-arktische Meer wird

während der Dyas weiter eingeengt. Ein pazifisches Meer hat nach FRECH'S Annahme persistiert. Von Australien ist ein Meeresarm über das indofrikanische Meer bis Nordwest-Indien vorgedrungen. Überall lagern die Dyasschichten kontinentaler Zusammensetzung diskordant auf älteren Gesteinen, so daß eine obercarbone Faltung stattgefunden hat.

Trias tritt in wesentlich anderer Verbreitung auf. Untertrias und Muschelkalk sind im Norden des Landes aus dem Semenow-Gebirge und im Süden aus Kwéi-tshou und Yünnan, sodann aus Tonking und Birma bekannt. Im östlichen und zentralen China, d. h. in dem von der Provinz Hunan nach O und N gelegenen Gebiete, hat Festland geherrscht, in dessen Bereich es in Hunan vielfach zur Bildung von Kohlenflözen gekommen ist. ZEILLER hatte auf das untertriadische Alter dieser Kohlen bereits hingewiesen. Daneben kam es in der Provinz Kwéi-tshou zur Bildung eines dem deutschen sehr ähnlichen Wellenkalkes mit *Beneckeia sinensis* n. sp. und *Myophoria costata*. Im höheren Niveau sind aus Kwéi-tshou und Yünnan pelagische, ladinische oder karnische Faunen bekannt. Durchweg pelagische Trias ist in Tonking angetroffen und beschrieben worden. In Südchina erreichen sodann rhätische Kohlen, welche in die Juraschichten hineinsetzen, eine gewisse Bedeutung.

Jura und Kreide sind in China nur als Festlandsbildungen bekannt. Im Jura erreichen Kohlenflöze in Nordchina (Tschili, Shansi), in der Mongolei und in Sz'tschwan, eine großartige Ausbildung. Hier sind gleiche Pflanzentypen bekannt wie in Tonking, Ostindien (Radschmahal), Turkestan, Kusnetzki, im Petschoraland, an der unteren Tunguska, in Transbaikalien und im Amurland. Neu ist der Nachweis von Unionen und Cyrenen aus der nächsten Verwandtschaft der europäischen Wealdenfauna bei Yünnyanghsiën, so daß hier Unterkreide vorhanden sein könnte.

Andere Kreide- und alt- und mitteltertiäre Gesteine sind bisher nicht aus China bekannt geworden. Es ist anzunehmen, daß seit dem Rhät eine ununterbrochene Festlandsperiode herrschte.

Jungtertiäre Säuger von altpliocänem Alter sind dagegen ebenso wie diluviale Formen aus China in großer Anzahl von KOKEN und SCHLOSSER beschrieben worden. Ihre Verbreitung weist auf eine Gestaltung und auf einen Verlauf der Gebirgsketten und Ebenen im Jungtertiär hin, die sich von den heutigen kaum unterscheiden. Es müssen weite Steppen, Waldgebiete und Seen vorhanden gewesen sein. Im äußersten Süden, in Kwangtung und besonders in Süd-Yünnan, befinden sich jungtertiäre Lignite und Braunkohlen. Säugerreste liegen in größerer Zahl aus der Waldfauna als aus der Steppenfauna im Altpliocän vor. Zur Waldfauna gehören der größte Teil der Suiden, *Protetraceros* und die meisten Arten von *Cervavus*, zur Steppenfauna *Hyaena*, *Palyaena hipparionum*, *Mastodon* aff. *latidens*, *Camelopardalis microdon*, die Antilopen und die Mehrzahl der *Hipparion*-Reste. Die *Hipparion*-Fauna wurzelt in europäischen, teilweise in amerikanischen Miocänfaunen. Ihr folgt in Ostasien die *Stegodon*-Fauna, die eine endemische Entwicklung zeigt. Aus der *Hipparion*-Fauna ist die heutige afrikanische Fauna abzuleiten. Aus *Hipparion* entstand in Ost-



asien *Equus*. Auch *Elaphus* und *Capreolus*, *Felis* und *Macheirodus* und *Mastodon arvernensis* Europas sind auf asiatische Vorläufer zurückzuführen. Andererseits sind nach SCHLOSSER *Tapirus sinensis* und *Rhinoceros pliocidens* des chinesischen Pleistocän von europäischen Formen abzuleiten. Besonders die lebende Fauna Südchinas steht noch in enger Föhlung mit der indischen. Im Diluvium wandert bis Itschang am Yangtze-kiang das Urwisent und das wollhaarige Nashorn aus Ostsibirien nach Nordchina ein. Heute neigt die Fauna dieses Gebietes wieder mehr der Südchinas zu. Die Abtrennung der japanischen Inseln ist vielleicht erst im mittleren Quartär erfolgt, da zahlreiche gemeinsame Säuger auf dem Festland und diesem Archipel vorhanden sind.

Aus dieser Behandlung der Einzelbeobachtungen der fossilen Fauna vom Silur bis zur Gegenwart entwirft Verf. sodann ein zusammenfassendes Bild der geologischen Geschichte Chinas im Verhältnis zu derjenigen Asiens. An die Schilderung der Ausbreitung der Meere vom Silur bis zum Jura schließt sich eine Darstellung der Gebirgsbewegungen, deren vier verschiedene eingetreten sind. Der präcambrischen Faltung folgt eine cambrische (sinische) Transgression, deren Gesteine heute noch am Yangtsé fast ungestört lagern. Im Unterdevon, jedenfalls im Carbon, taucht Nordchina aus dem Meere auf. Es erfolgt die erste Faltung mit west—östlichem Streichen des Kwenlun und Tsingling-shan. Südlich dieser Zone entstehen untercarbone Kohlenflöze. Im obersten Carbon und nach Abschluß der Carbonzeit falten sich die indochinesischen Ketten empor. Diesem Vorgang folgte die Bildung der dyadischen Kohlenablagerungen. Am Schluß des Paläozoicums erfolgte eine neue Faltung des Tsinling-shan. Der Absatz der reichen triadischen Anthrazitlager von Schansi sowie der untergeordneten Kohlenlager von Tschili und in der Mandchurei ist die Folge. Im ganzen Land wechselt die Ablagerung mariner Sedimente mit solchen paralischer Kohlenflöze ab. Das Meer dehnt sich im SO aber von Südchina bis zu den Sundainseln und dem Pazifik hin aus. Am Schluß der Trias wird zugleich mit dem Emporsteigen der indochinesischen Ketten das ganze Reich landfest. Die Tethys steht in der Jura- und Kreidezeit über den Golf von Bengalen mit dem Pazifik in Verbindung. Jurassische, kontinentale Kohlensedimentierung der Jura- bis Unterkreidezeit geht in kontinentalen Senken im roten Becken von Sz'tschwan vor sich. Zur mittleren Tertiärzeit dürften die Zerrungs- und Senkungsbrüche im eigentlichen China im wesentlichen eingetreten sein und im südöstlichen China dürfte diese Bewegung bis heute anhalten. Die Abtrennung von Japan ist erst in allerneuester Zeit erfolgt.

In China treten besonders zwei tektonisch verschiedene Gebiete auf: erstens die ostasiatischen Zerrungsbögen mit eingeschlossenen uralten Rumpfschollen (Ordos im Norden und in Südost-China). Auf der Tafel des Ordos überlagern heute noch ungefaltete cambrische Schichten und obere Carbon-Sandsteine gefaltetes Präcambrium. Die Ordos-Scholle wird von den Faltenbögen der Altaiiden umzogen. Zweitens das Kwenlun-System bis zum östlichen Ausläufer des Tsinling-shan als Glied der zentralasia-



tischen Altaiden, die süd—nördlich streichenden, südchinesisch-birmanischen Ketten, im Gebiet des triadischen asiatischen Mittelmeeres.

Eine besondere Behandlung widmet FRECH zum Schluß den praktisch wichtigen Steinkohlenablagerungen Chinas, deren Untersuchung eines der Hauptziele der Reisen v. RICHTHOFEN's bildete. Während die v. RICHTHOFEN'sche Darstellung der Ausdehnung der Kohlenreviere keine wesentliche Änderung erfahren hat, muß jetzt die Altersbestimmung auf Grund der besseren Kenntnis der Faunen und Floren der Gesteinsfolgen Chinas, Asiens und Europas eine Abänderung erfahren. Untercarbonisch sind die Kohlenfelder in Shantung und im Süden von Sz'tschwan. Sie besitzen eine sehr große Bedeutung. Ganz unbedeutend sind die obercarbonischen Kohlen am Nordabhang des Nan-shan. Die wichtigsten Kohlenflöze sind die dyadischen Kohlen von Schansi, Tschili und Hunan sowie der Mandchurei. Nahezu die gleiche Bedeutung ist den triadischen Kohlen von Hunan zuzusprechen. Den geringsten praktischen Wert besitzen die Jurakohlen und Unterkreidekohlen von Sz'tschwan und Hupé. Die Bedeutung der Rentabilität des chinesischen Bergbaus ist nicht aus den Ergebnissen zu beurteilen. In den Kohlenrevieren bauen eine sehr große Anzahl kleiner Zechen, die meist den Grundbesitzern gehören und je nur 10—100 Arbeiter haben, so daß kein groß angelegter Bergbau denkbar ist. Dort, wo neuere große Abbaue entstanden, wie beispielsweise bei Pingsiang an der Grenze der Provinz Kiangsi gegen Hunan, konnten im zentralisierten Betrieb des Jahres 1907 400 000 t gefördert werden, wobei die Gestellungskosten per Tonne Kohle 3,60—6 Mk. und für Koks 10,20 Mk. betragen. Der Kohlenvorrat wird dabei auf 300 Mill. Tonnen geschätzt. Auch der Abbau des Kohlenreviers der deutschen Schantung-Bergbaugesellschaft arbeitete günstig.

Von allgemeiner Bedeutung sind die Ausführungen, in denen FRECH die Frage des dyadischen Klimas nach den Ergebnissen der Erforschung der dyadischen Flora Chinas behandelt. Wichtig ist es, daß die eiszeitlichen Ablagerungen des Pandschabs und der indischen Zentralprovinzen den dyadischen Kohlenablagerungen Chinas gleichalterig sind, für FRECH „ist es vollkommen undenkbar, daß im nördlichen Teil von China ein Tropenklima geherrscht hat, während z. B. aus dem nordöstlichen Ostindien und aus Australien Anzeichen einer gleichzeitigen Eiszeit vorliegen“. Seiner Ansicht nach sind die Kohlenflöze daher nicht auf tropisches Klima zurückzuführen. Dem Zwang einer derartigen Auffassung wird man aber wohl kaum unterliegen, da einerseits das indische Glazial durchaus nicht als die Spuren einer Eiszeit aufgefaßt werden muß und [nach<sup>1</sup> dem Ref.] die Flora der Kohlenflöze ein tropisches, zumindestens subtropisches Klima verlangt. [Ref. hat in seinen „Grundzügen der Geologie“ nachzuweisen versucht, daß das Herabreichen dyadischer Eiszungen bis zum Ozean durchaus ohne Kälteklima denkbar ist, wenn das Gebiet nur unter feuchter Witterung stand und das Festland eine sehr hohe mittlere Erhebung besaß.

<sup>1</sup> Doch dürfen schmale subtropische Gletscherzungen nicht mit den Dyas-Eisbergen des tropischen Pandschab in Vergleich gestellt werden. Red.

Wir kennen Gebirgsgletscher in Chile, die bis in die subtropische Vegetation vorstoßen, und wissen, daß die Eiszungen in den Alpen bis über 1000 m und in Grönland bis über 700 m unter die Ebene des ewigen Schnees gelangen. Bei Kontinenten von bedeutenderer mittlerer Erhebung, als sie uns heute vorliegen, könnte die Eisbewegung wohl bis zum Spiegel eines warmen Meeres stattfinden. Ref.]

Das vorliegende Werk FRECH's wird von 31 Fossiltafeln und einer Karte begleitet. Für die Bearbeitung einer jeden Fauna des östlichen Asien werden die schönen Ergebnisse, welche aus den großen Sammlungen v. RICHTHOFEN's und einer Anzahl neuerer Reisender vom Verf. gezogen werden konnten, von großem Nutzen sein. Das Werk enthält zugleich eine Darstellung der Geologie Chinas, wie sie für ein so entlegenes Land und für die Beurteilung zahlreicher geologischer Fragen von größter Bedeutung ist.

Tornquist.

## Stratigraphie.

### Allgemeines.

Salomon, Wilh.: Über die Bildung dichter Kalke. (Geologische Rundschau. 1914. 5. 7. 478—480.)

Niedzwiedzki, Julian: Über die Art des Vorkommens und die Beschaffenheit des Wassers im Untergrunde, in Quellen, Flüssen und Seen. Eine geologische Übersicht mit Berücksichtigung praktischer Beziehungen. Wien 1915. 1—74.

Krumbach, Thilo: Aus der Zoologischen Station Rovigno (Adria). (Die Naturwissenschaften. 1915. 22. 1—8. 6 Textfig.)

### Silurische Formation.

Perner, Jar.: Über die Fauna der silurischen Stufen  $e_1$  und  $e_2$  und die Grenze zwischen denselben. (Resumé des böhmischen Textes, dessen Titelwiedergabe nicht erfolgt.)

### Devonische Formation.

F. Drevermann: Bemerkungen zu den neueren Arbeiten über das Hercyn im Rheinischen Schiefergebirge. (Geologische Rundschau. 6. 105—113. Leipzig 1915.)

Die Arbeit erörtert die von HERRMANN im Hercyn der Marburger Gegend aufgestellte Gliederung. Mit der Auffassung HERRMANN's, der eine lückenlose Gleichstellung der Hercyn-Schichten mit dem jüngeren

rheinischen Unterdevon, etwa von den obersten Teilen der Siegener Schichten bis zum Mitteldevon, durchführt, ist Verf. nicht einverstanden. Er ist vielmehr geneigt, die ganze Schichtfolge als älteres Unterdevon aufzufassen, wozu ihn besonders die transgredierende Lagerung des normalen rheinischen Untercohlenz (Michelbacher Schichten) über dem hercynischen Dalmanitenschiefer am Steinhorn im Kellerwald bestimmt. Auch die paläontologischen Beweisgründe scheinen ihm nicht sicher genug; so spricht er die Meinung aus, daß es bis jetzt nicht möglich sei, „die Hercyn-Grauwacken des Erbsloches und der Marburger Gegend mit einem bestimmten Horizont des rheinischen Unterdevons zu vergleichen.“ Das Ergebnis der Betrachtungen ist das, daß es auch jetzt noch nicht möglich sei, die Stellung des Hercyns klar zu erkennen, da die vorhandenen Funde und Aufschlüsse eine mehrfache Deutung zuließen. W. Kegel.

---

A. Fuchs: Zur Stratigraphie des Lenneschiefers und des jüngeren Unterdevons im östlichen Taunus. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1912, 33. Teil I, Heft 3. 474—477. Berlin 1914.)

Im Kern des Ebbesattels treten die „Verseschichten“ auf, die das tiefste, bislang in seiner stratigraphischen Stellung noch unsichere Glied des Unterdevons im Gebiet zwischen Ruhr, Lenne und Siegerland bilden. Darüber folgen die aus Rot- und Grünschiefeln bestehenden „bunten Ebbeschichten“, die nach oben in Quarzsandsteine und Quarzkonglomerate übergehen. Sie werden von den „Wiebelsaatschichten“ abgelöst, bunten Schiefeln und Grauwacken mit eingelagertem Quarzkeratophyr und Tuffen, die mitsamt den Remscheider Schichten in ihrem Hangenden zum Obercohlenz gestellt werden. Höher folgen dann die *Cultrijugatus*-Schichten.

Im Mitteldevon hat sich die Gliederung DENCKMANN's in der Remscheid-Altenaer und Lüdenscheider Gegend im wesentlichen bestätigt gefunden, während auf dem Nordflügel des Ebbesattels im unteren Teil des Mitteldevons ein Fazieswechsel eintritt. Es folgen hier:

4. Oberer *Newberria*-Sandstein.
3. Selscheider *Calceola*-Schiefer.
2. Meinerzhagener Sandstein (mit *Newberria*, etwa = Mühlbergsschichten DENCKMANN's).
1. Crinoidenschiefer (etwa = Hobracker Schichten DENCKMANN's).

Am Ostrand des Taunus hat Verf. an der Basis des Untercohlenz den mittelrheinischen Horizont des *Prosocoelus Beushauseni* und der Cypriocardellenbänke durch die Entdeckung der Pilabank festgestellt.

W. Kegel.

## Carbonische Formation.

**Ernst Hüffner:** Beiträge zur Kenntnis des deutschen Culms. (Jahrb. d. kgl. preuß. geolog. Landesanst. f. 1914. 35. Teil I. Heft 3. 448—548. Berlin 1915.)

In der vorliegenden Abhandlung wird unsere Kenntnis der Fauna der „schiefrigen Fazies des Kohlenkalks“, die durch die Bearbeitung der Faunen von Herborn, Königsberg b. Gießen, Hof, Gablau u. a. bereits beträchtlich gefördert worden ist, aufs neue um zwei Fundpunkte ergänzt. Es handelt sich um zwei räumlich entfernte Gebiete:

1. Culm von Eckelshausen im hessischen Hinterland.

In normaler Lagerung, durch Querstörungen freilich vielfach verworfen, folgen auf oberdevonische Cypridinschiefer mit Sandsteineinlagerungen Deckdiabase, die wiederum von einem wenige Meter mächtigen Kieselschieferhorizont abgelöst werden, wie überall in dem südwestlich anschließenden Gebiet der Dillmulde. Über dieser Basis des Carbons lagern mächtige Posidonienschiefer, die sich aus reinen Tonschiefern, Grauwackenschiefern und einzelnen, auf die unteren Lagen beschränkten, fossilereen Kieselkalken aufbauen; grobkörnige, konglomeratische Grauwacken fehlen. Schwache Diabaszüge inmitten der culmischen Sedimente werden als oberdevonisch gedeutet. — Die Fauna entstammt dünnen Einlagerungen eines porösen, mulmigen, stark ausgelaugten Gesteins von höchstens 20 cm Mächtigkeit, dessen ehemaliger Kalkgehalt auch bei tieferem Schürfen nicht festgestellt werden konnte; anscheinend gingen die Bänke in feste Grauwacken über. Die Fauna dieser Bänke wird genauer behandelt. Es ist eine Brachiopodenfauna mit vielen Productiden (*Productus corrugatus*, *hemisphaericus*, *Youngianus*, *plicatilis* u. a., *Chonetes papilionacea*, *Buchiana*, *hardrensis* u. a.), Orthiden (*Dalm. resupinata*), wenigen Spiriferiden (*Spirifer ovalis*, *trigonalis*) und Rhynchonellen (*Rhynchonella pleurodon*). Dazu kommen einige Schnecken (*Anomphalus nerviensis*, *Straparollus pileopsideus*, *Helminthochiton* n. sp.), sowie wenige Korallen, Bryozoen und Echinodermen (*Archaeocidaris*). Dagegen haben die Cephalopoden den Culmcharakter gewahrt (*Orthoceras striolatum*, *scalare*, *Glyphioceras crenistria*, *Prolecanites ceratitoides*), desgl. die Trilobiten (*Phillipsia Eichwaldi*). Dieser Fauna wird ein Früh-Visé-Alter zugesprochen. Da sich in unmittelbarer Nähe der mulmigen Bänke die ersten mächtigeren Grauwackenbänke einschieben, genau wie bei dem Königsberger Vorkommen, so wird, wenigstens hier, der Beginn mächtiger Grauwackenbildungen in das Viséen zu setzen sein, und die weiter im Hangenden folgenden mächtigen Grauwacken sind z. T. obercarbonisch und Äquivalente des Flözleeren. Für den Herborner Horizont wird ein Tournai-Alter nur z. T. zugegeben, da sich bei Eckelshausen ebenso charakterisierte Faunen auch in höheren Schichten finden, so z. B. in den die mulmigen Schichten einschließenden Schiefen, aus denen Verf. eine typische Culmfauna beschreibt: *Posidonia Becheri*, *Aviculopecten papyraceus*, *Avicula lepida*, *Orthoceras striolatum*, *scalare*, *Glyphioceras crenistria*, *Prolecanites ceratitoides*,



*Lepidodendron*, *Asterocalamites* u. a. m. Bemerkenswert ist ein in dieser Vergesellschaftung auftretender Seestern, *Lapworthura Hüffneri* SCHÖNDORF. — Ein Übersichtskärtchen der Umgebung von Eckelshausen erläutert die Auffassung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse.

## 2. Culm von Kaltenborn bei Claustal i. Harz.

Aus einem feinen Grauwackenschiefer inmitten der Grunder Grauwacke hat bereits BEUSHAUSEN 1901 eine Fauna kurz erwähnt. Diese Fauna unterscheidet sich von der anderer Schiefereinlagerungen von unzweifelhaftem Culmcharakter durch ihre ausgeprägte Kohlenkalk-Natur. Damit wird zum erstenmal auch aus dem Harz eine solche Fauna bekannt. Im einzelnen enthält die Fauna viele Beziehungen zu der der Nötscher Schichten in Kärnten. Brachiopoden spielen die Hauptrolle, darunter besonders wiederum die Productiden (*Productus semireticulatus*, *punctatus*, *Chonetes*), ferner *Orthis* (*Orthis crenistria* und *radialis*), *Spiriferina octoplicata*, *Spirifer subeinctus*, *subrotundatus*, *Athyris subtilita* und *Rhynchonella pleurodon*. Daneben kommen in reicher Individuenzahl Zweischaler vor: *Limatulina radula*, *Streblopteria lateralis*, *Aviculopecten dissimilis*, *dupliciradiatus*, *Meehi*, *Posidonia lamellosa*, *Posidoniella gibbosa*, mehrere Arten von *Parallelodon*, *Ctenodonta*, *Edmondia* (*anodonta*, *filigrana*, *obesa*, *sulcata*) und schließlich *Cypricardella Selysiana*. Schnecken, Cephalopoden (*Orthoceras costellatum*), Trilobiten, Echinodermen (*Archaeocidaris Urii*) und Korallen (*Pleurodictyum Dechenianum*) treten durchaus zurück, während kleine Bryozoen (*Polypora ultimata*, *Penniretipora*, *Glaucanome pluma*, *Millepora rhombifera*) recht häufig sind. Dieser Faunengemeinschaft wird ein Visé-Alter gegeben und darin wieder ein jüngerer Horizont gemutmaßt.

Zusammenfassend wird schließlich von beiden Vorkommen gesagt, daß die Culmschichten, die durch Wechsellagerung von Schiefern und Grauwacken ausgezeichnet sind, ins Viséen zu verweisen sind. Indes werden im Oberharz zwei Parallelentwicklungen festgestellt, eine nördliche, in der die Zone der wechsellagernden Schiefer und Grauwacken fehlt und augenscheinlich durch kompakte Grauwacken ersetzt wird, und eine südliche mit dem normalen Profil. Diese Unterschiede des Harzes scheinen sich auch in Hessen von Nord nach Süden nachweisen zu lassen.

Danach ergäbe sich etwa folgende Übersicht:

	Nördliche Entwicklung	Südliche Entwicklung
Obercarbon		Derbe Grauwacken
	Derbe Grauwacken	Wechsellagernde Schiefer und Grauwacken
Untercarbon	Posidonienschiefer	Posidonienschiefer
	Kieselschiefer	Kieselschiefer

Da die Zone der wechsellagernden Schiefer und Grauwacken dem Viséen entspricht, so wird im südlichen Entwicklungsgebiet die derbe Grauwacke geschlossen zum Obercarbon gestellt, während sie im nördlichen z. T. noch zum Culm gerechnet wird.

W. Kegel.

**W. J. Jongmans:** Rapport over zyne palaeobotanische onderzoekingen ten behoeve van den dienst der Ryks Op-sporing van Delfstoffen (Jaar 1912). (Jaarverslag der Ryks Op-sporing van Delfstoffen over 1912 [verschienen 1913]. 95—152. 1 Karte [in 6 Blättern].)

—: Paläobotanisch-stratigraphische Studien im Niederländischen Carbon nebst Vergleichen mit umliegenden Gebieten. Mit Anhang: W. J. JONGMANS und W. GOTHAN: Bemerkungen über einige der in den niederländischen Bohrungen gefundenen Pflanzen. (Archiv für Lagerstättenforschung. Heft 18, 1—186. Mit 6 Taf., 1 Karte, Tabellen n. 1 Textfig. 1915.)

Die holländische Arbeit enthält die Resultate der paläobotanisch-stratigraphischen Untersuchungen im Carbon in den holländischen Provinzen Limburg und Noord Brabant, und zwar hauptsächlich der verschiedenen staatlichen Bohrungen. Der erste Teil der deutschen Arbeit ist der Hauptsache nach eine Übersetzung und teilweise Neubearbeitung der holländischen Arbeit, und enthält weiter die Listen der in den verschiedenen Bohrungen gefundenen Pflanzen und mehrere Verbesserungen. Auch sind hier viele Einzelheiten mehr ausgearbeitet. Der Schluß der deutschen Arbeit wird von den Beschreibungen einer Anzahl wichtiger oder neuer Pflanzen gebildet.

In der Einleitung werden die Prinzipien, auf welchen die Untersuchungen beruhen, auseinandergesetzt. Es ist ein deutlicher Zusammenhang nachweisbar zwischen Stigmarienbänken, Flözen und Pflanzenbänken. Diese sind nur quantitativ und nicht qualitativ verschiedene Stadien einer und derselben Vegetation, und nur wenn alle diese Stadien beim Aufstellen eines Profils benutzt werden, ist es möglich, ein zuverlässiges Bild zu erhalten von der Entwicklung der Vegetation und deshalb auch von der Kohlenbildung in bestimmten Gegenden. Nur mit solchen Profilen ist es möglich, Vergleiche anzustellen zwischen mehr oder weniger entfernten Gegenden. Dabei stellt sich heraus, daß in vielen Fällen eine Stigmarienbank oder eine isolierte, mehr oder weniger reiche Pflanzenbank als Äquivalent eines an einer anderen Stelle im gleichen Horizont auftretenden Flözes aufzufassen ist. Das Vorkommen der fossilen Pflanzen läßt sich auch verwenden beim Untersuchen der Flöze zur Feststellung einer eventuellen Zu- oder Abnahme in gewissen Richtungen. Beim Aufstellen eines Profils kann man eine Anzahl Zonen unterscheiden, die arm oder reich an Vegetation gewesen sind. Bei dieser Aufstellung müssen die Stigmarien- und Pflanzenbänke mitberücksichtigt werden. Armut und Reichtum an

Resten der Vegetation in einer oder mehreren der drei Formen geht sehr oft mit kleinerem oder größerem Kohlenreichtum Hand in Hand. In so aufgestellten Profilen ist es möglich, auch solche Zonen zu vergleichen, von welchen es, wenn man nur die Flöze selbst und die petrographischen Eigenschaften beachtet, scheint, als wären sie nicht vergleichbar.

Für das Zergliedern eines Profils in größere Zonen können auch bestimmte Arten der Pflanzen und ihre relative Seltenheit oder Häufigkeit verwendet werden.

Im allgemeinen ist jedoch die vertikale Verbreitung der Arten zu groß, um als Basis einer detaillierten Zonierung dienen zu können. Jedoch können hier, besonders wenn man Profile an benachbarten Stellen vergleichen muß, auch charakteristische Bänke, in welchen bestimmte Pflanzen vorherrschen, mit Erfolg verwendet werden.

Vergleicht man die in dieser Weise erhaltenen Zonen, die sogenannten Vegetationszonen, so stellt sich heraus, daß der Kohlenreichtum und die Verteilung der Flöze in den gleichen Horizonten und den gleichen Zonen nicht immer, oder besser noch, fast niemals gleich sind. Ein wichtiges Resultat ist, daß man unter den Namen von Flözen in älteren Profilen, z. B. Groß-Langenberg im Aachener Becken, nicht immer eine bestimmte, durchlaufende Ablagerung verstehen darf, sondern daß im allgemeinen angenommen werden muß, daß ein Flöz, das einen solchen Namen trägt, das am mächtigsten entwickelte einer Gruppe ist. Im Zusammenhang damit kann man in den verschiedenen Profilen zwar die verschiedenen Gruppen mehr oder weniger deutlich unterscheiden, jedoch nicht immer das „Flöz“, welches den Namen trägt.

Das niederländische Carbon wird mit dem Aachener Becken und mit Westfalen verglichen. Die in den niederländischen Gruben gebauten Flöze stimmen überein mit denen aus dem Aachener Becken oberhalb Steinknipp, und deshalb auch mit der Fettkohlenserie Westfalens. Während nun im Peelbecken die chemische Zusammenstellung der Flöze die gleiche oder doch mit wenigen Ausnahmen nahezu die gleiche ist wie in Westfalen, gibt es in Süd-Limburg viele Abweichungen, die leicht irreführen können. In einem großen Teil Süd-Limburgs enthalten die Flöze, die als das Äquivalent der westfälischen Fettkohlenserie angesehen werden müssen, viel weniger flüchtige Bestandteile als in Westfalen. Die Gruppierung der Vegetationszonen und besonders die Zusammenstellung der Flora beweisen jedoch deutlich, daß es sich wirklich um das Äquivalent der westfälischen Fettkohlenserie handelt. Nicht ein einziger Vertreter der typischen Magerkohlenflora Westfalens wurde in den niederländischen Gruben oder im Aachener Becken oberhalb Steinknipp gefunden. Auf diesen und auf weiteren stratigraphischen und petrographischen Gründen kann festgestellt werden, daß das Flöz Steinknipp und sein niederländisches Äquivalent in verschiedenen Gruben und Bohrungen dem Flöz Sonnenschein, dem unteren Flöz der westfälischen Fettkohlenserie, gleichgestellt werden muß.

Die weiteren Resultate des stratigraphischen Teiles sind die folgenden:

Das Äquivalent der Magerkohlengruppe Westfalens konnte nur in den Bohrungen Belfeld und Baarlo untersucht werden. Dabei stellt sich heraus, daß die Magerkohlenserie Hollands sehr arm an Kohlen und auch an Pflanzenresten ist, und zwar bedeutend ärmer als z. B. die Magerkohlenserie der Grube Rheinpreußen. Die Verhältnisse im rheinisch-westfälischen Becken und die in den Niederlanden weisen darauf hin, daß die Magerkohlenserie nach Westen hin immer ärmer an Kohlen wird. Es muß bemerkt werden, daß trotz der geringen Anzahl an Pflanzen in den Bohrungen, die in den Niederlanden diese Serie durchteuften, mehrere typische Vertreter der Magerkohlenflora gefunden wurden.

Diese Tatsache ist wichtig im Zusammenhang damit, daß noch immer ab und zu von geologischer Seite auf Grund des geringen Gehaltes an flüchtigen Bestandteilen die Flöze oberhalb Steinknipp in den Becken von Aachen und der niederländischen Provinz Limburg mit der Magerkohlenserie Westfalens verglichen werden, wie oben schon bemerkt wurde. In dem reichen Material aus den niederländischen Gruben und aus den mit den in diesen Gruben gebauten Flözgruppen identischen Teilen aus Bohrungen in Süd-Limburg und im Peelbecken wurde noch nie ein typischer Vertreter der Magerkohlenflora gefunden, so daß von einem Vergleich mit dieser Serie nicht die Rede sein kann.

Es konnte auf Grund der Flora auch bewiesen werden, daß die Bohrung Vlodrop und ein Teil des nahe liegenden deutschen Gebietes von Erkelenz—Brüggen, von welchen früher auch angenommen wurde, daß sie zu der Magerkohlenserie gehörten, zu dem Äquivalent der Fettkohlenserie gerechnet werden müssen.

In dem Äquivalent der westfälischen Fettkohlenserie kann man in den Niederlanden und im Aachener Becken eine obere und untere kohlenreiche Zone unterscheiden, welche durch eine arme Zone voneinander getrennt werden. Diese arme Zone läßt sich auch in manchem weiter abgelegenen Profil zurückerkennen. Die untere reiche Zone ist besonders reich im oberen Teil und dann auch als pflanzenreiche Zone aufzufassen. Dieser Teil wird begrenzt oben durch die arme Zone und unten durch die Groß-Athwerk-Gruppe (wahrscheinlich identisch mit der Röttgersbankzone in Westfalen). Weiter nach unten zu nehmen Kohlenreichtum und Pflanzenreichtum ab, bis die Serie mit dem Steinknipp-Sonnenschein-Niveau abschließt. Auf dem Übergang zwischen der reichen Gruppe und der armen Zone wurde in einigen Fällen in Süd-Limburg eine brackische Schicht gefunden, die *Lingula*, jedoch keine sonstigen marinen oder Brackwasserformen enthält. Auffallend ist, daß in einer deutschen Bohrung, Winkelshof, eine echt marine Schicht, mit *Goniatites*-Knollen, angetroffen wurde, und zwar etwas oberhalb der Groß-Athwerk-Zone.

Die obere reiche Gruppe des Äquivalents der westfälischen Fettkohlenserie wird wenigstens stellenweise durch das marine Catharina-Niveau abgeschlossen. Dieses Niveau ist in solchen Fällen durch das Vorkommen von Coal-balls oder Dolomitknollen charakterisiert. Im rheinisch-westfälischen Becken ist diese marine Entwicklung des Niveaus am deutlichsten.



Wie jedoch aus den Untersuchungen von Bergassessor KUKUK hervorgeht, können die marinen Ablagerungen auch dort über größere Strecken fehlen und sogar durch Ablagerungen mit Süßwasserfauna vertreten sein. Im Aachener Becken wurde das marine Niveau an einer Stelle gefunden (Grube Maria). In Süd-Limburg und im Peelbecken konnten bis jetzt keine marinen Formen in diesem Niveau nachgewiesen werden, so daß es nicht unwahrscheinlich ist, daß dieses Niveau in den bis jetzt untersuchten Teilen des niederländischen Carbons nicht marin ist. In allen Fällen, wo dieses Niveau marin, und in den meisten Fällen, wo es nicht marin ist, kann man oberhalb des Niveaus eine relativ große arme Zone erkennen.

Diese Tatsache deutet auf eine größere Unterbrechung der Vegetation, die bei einer marinen Überschwemmung sehr gut erklärlich ist. Solche arme Zonen werden auch oberhalb der brackischen *Lingula*-Schichten gefunden.

Etwas oberhalb des Catharina-Niveaus findet man wieder eine kohlenreiche Gruppe, in der sich, wenigstens lokal, eine *Lingula*-Schicht befindet. Spätere Bohrungen, die in diesen Arbeiten noch nicht berücksichtigt werden konnten, haben noch an mehreren Stellen höhere Teile des Carbons durchteuft. Diese werden den Gegenstand einer weiteren Veröffentlichung bilden.

Die deutsche Arbeit enthält noch Listen der Pflanzen, die in den Äquivalenten der westfälischen Gaskohlen, oberen und unteren Fettkohlen und Magerkohlen gefunden werden. Die charakteristischen Eigenschaften dieser verschiedenen Floren sind in den Listen sehr deutlich zu erkennen.

Der Schluß der deutschen Arbeit wird gebildet von einer Beschreibung mehrerer wichtiger oder neuer Pflanzen, die auf den sechs Tafeln abgebildet sind. Die folgenden Arten werden hier besprochen:

*Sphenophyllum majus* BRONG. Diese Pflanze erreicht ihre Hauptentwicklung erst in höheren Horizonten. In den niederländischen Bohrungen wurden einige typische Exemplare in dem Äquivalent der Gaskohle gefunden; *Annularia pseudostellata* kommt in einigen Exemplaren in den höheren Horizonten der Peelbohrungen vor.

*Lepidophyllum problematicum* n. sp., eine von allen bisher bekannten *Lepidophyllum*-Formen abweichende Art.

*Lepidophloios*, zapfentragender Zweig, eine kleinpolsterige Form mit deutlichen Zapfenstielnarben.

Eine wahrscheinliche neue Art von *Sigillaria* wird abgebildet und beschrieben; da nur ein einziges Stück vorliegt, wird es bei der großen Schwierigkeit der Beurteilung der Eigenschaften in dieser Gruppe vorgezogen, das Exemplar noch nicht mit einem neuen Namen zu belegen. *Stigmaria ficoides* forma *undulata*. Das abgebildete Exemplar stimmt vollkommen mit den GOEPPERT'schen Abbildungen überein. Es ist jedoch möglich, daß die Undulierungen nur durch Zerrung entstanden sind.

*Neuropteris Scheuchzeri* HOFMANN. Diese Pflanze wird sonst nur in höheren Horizonten gefunden. Sie ist im eigentlichen westfälischen Becken nicht bekannt. Es kann hier noch bemerkt werden, daß in einer späteren Bohrung, die das Äquivalent der Gasflammkohlen Westfalens durchteuft

hat, eine ganze Bank dieser *Neuropteris* gefunden wurde, so daß offenbar die Pflanze in den Niederlanden viel tiefer hinuntergeht, wie es in Westfalen der Fall ist.

Es wurden an verschiedenen Stellen isolierte *Neuropteris*-Fiedern gefunden, die in mancher Hinsicht mit der von POTONÉ beschriebenen *Neuropteris Schützei* übereinstimmen. Es wird darauf hingewiesen, daß auch *N. lunata* D. WHITE, aus der Pottsville-Formation, große Ähnlichkeit mit diesen Fiedern zeigt.

*N. camptophylla* ist eine provisorische neue Art, die nur in einem Exemplar vorliegt. Sie ist durch die eigentümliche Aderung von *N. gigantea* zu unterscheiden.

*N. obliqua* BGT. ist in den niederländischen Bohrungen in bestimmten Horizonten häufig. Gelegentlich wurden Exemplare gefunden, die mit den von vielen Autoren als *Odontopteris britannica* GUTB. bestimmten Formen übereinstimmen. Eine wichtige Pflanze ist *Neuropteris* cf. *callosa* LESQ. Diese ist eine Leitpflanze für das Äquivalent der unteren Gaskohlen und der oberen Fettkohlen in den Niederlanden, wo sie an vielen Stellen mächtige Bänke bildet. Bis jetzt war aus den europäischen Carbonbecken nichts erwähnt, was mit dieser niederländischen Pflanze übereinstimmt. Unter den amerikanischen Abbildungen haben die von *N. callosa* LESQUEREUX mit unserer Pflanze am meisten Ähnlichkeit. Da diese Abbildungen sehr mangelhaft sind, haben wir es vorgezogen, die Art als *N. cf. callosa* zu bezeichnen. Es war eigentümlich, daß eine Pflanze, die in den Niederlanden so häufig ist, in den benachbarten Gebieten nicht gefunden war. Eine Musterung einiger in Berlin aufbewahrten Sammlungen aus dem gleichen Horizont aus Westfalen und aus dem Aachener Becken führte zu dem Resultat, daß sie auch von verschiedenen Fundorten aus diesen Becken vorliegt und nur übersehen worden war.

Höchstwahrscheinlich handelt es sich in *N. cf. callosa* um eine ausgezeichnete Leitpflanze für die obere Fettkohle bis Gasflammkohle. Von *N. Schlehani* STUR wird ein charakteristisches Exemplar aus der Magerkohle des Peelbeckens abgebildet.

Eine wichtige Pflanze ist auch *N. cf. microphylla* BGT. BRONGNIART hat diese Pflanze nach amerikanischem Material beschrieben. Habituell stimmt die niederländische Pflanze hiermit überein. BRONGNIART hat aber über die Aderung nichts mitgeteilt. Auch bei den später von HEER unter diesem Namen beschriebenen Pflanzen ist die Aderung nicht deutlich. Die niederländischen Exemplare zeigen dagegen eine charakteristische Aderung. Deshalb wurde es vorgezogen, sie nur als *N. cf. microphylla* zu beschreiben. Einige der Abbildungen von *N. Pocahontas* D. WHITE, aus der Pottsville-Formation, zeigen Übereinstimmung mit der niederländischen Pflanze. Auch diese Pflanze tritt in den niederländischen Bohrungen als Leitpflanze einer bestimmten Zone auf, und zwar des Grenzhorizontes der mittleren und oberen Fettkohlen. Aus anderen benachbarten Gebieten wurde sie nicht erwähnt, sie ist jedoch offenbar dort übersehen, denn es gelang uns, ein typisches Exemplar in dem Material der Bohrung Myhl. I, bei Erkelenz, zu finden.

Von der seltenen *N. grangeri* BGT. wurde ein zweifelloses Exemplar in der Bohrung Beeringen gefunden. Auch diese Art ist offenbar auf dem Kontinent übersehen und kommt auch in dem Ruhrbecken in der Fettkohle vor.

*N. tenuifolia* SCHL. ist in bestimmten Horizonten, besonders in den oberen Fettkohlen, sehr häufig.

Die paripinnaten *Linopteris*-Arten wurden bis jetzt nur als isolierte Fiedern gefunden. Die Fiedern zeigen große Verschiedenheiten und wurden als zu *L. obliqua* BUNB., *L. neuropteroides* und *L. Brongniarti* G. E. bestimmt. Ob diese verschiedenen Formen auch spezifisch verschieden sind, läßt sich zurzeit nicht entscheiden.

Von *Linopteris Münsteri* EICHW. wurde ein typisches Fiederchen in einer in der Arbeit nicht weiter berücksichtigten Bohrung bei Brunssum (No. 86) gefunden.

Aus einem bedeutend niedrigeren Horizont stammt ein leider mangelhaft erhaltenes Exemplar aus der Bohrung Kessel. Soweit dieses Exemplar beurteilt werden kann, zeigt es die Eigenschaften dieser Art. Wegen des für diese Pflanze abnormal tiefen Horizontes ist jedoch Vorsicht geboten.

Von *Alethopteris Serli* BGT. wird ein Exemplar aus dem unteren Teil der Bohrung Belfeld, aus den unteren Magerkohlen, abgebildet. Dieses ungewöhnlich tiefe Vorkommen steht jedoch nicht allein da, weil die Art auch tief in der Muldengruppe Oberschlesiens gefunden worden ist. Als *Lonchopteris rugosa* BGT. wird ein Exemplar abgebildet, das in bezug auf Feinheit der Maschenaderung eine Mittelform zwischen *L. Bricei* und *L. rugosa* bildet.

Zusammenliegend mit *L. Bricei* wurden Cupulae von Pteridospermen gefunden, die übereinstimmen mit den von KIDSTON als *Rhabdocarpus elongatus* bezeichneten Formen.

*Pecopteris Milioni* ARTIS und *P. Volkmani* SAUV. werden aus der Bohrung Vlodrop abgebildet. Solche Pflanzen in dieser Bohrung beweisen, daß sie die Magerkohle nicht durchteuft hat.

Im obersten Westfalien und auch schon im oberen Teil des mittleren findet man eine eigentümliche Form von *Mariopteris*, die als *M. muricata* forma *Sauveuri* STUR unterschieden werden kann. Auch in diesem Falle handelt es sich um eine gute Leitpflanze. Sie wurde früher unter verschiedenen Formen abgebildet.

Ein weiterer typischer Vertreter der Magerkohlenflora ist die in der Bohrung Belfeld gefundene *Mariopteris acuta* BGT.

Es wurden noch einige merkwürdige Exemplare von *Mariopteris* gefunden, die als *M. cf. Dernoncourtii* ZEILLER und *M. cf. Beneckeii* POTONIE bestimmt wurden. Mehrere Funde aus anderen Becken deuten darauf hin, daß letztere Art nicht nur in Niederschlesien, sondern auch in anderen Becken vorkommt.

In der Bohrung Helden wurde in der mittleren Fettkohle ein Exemplar gefunden, das in mancher Hinsicht mit *Sphenopteris Schwerini* STUR übereinstimmt. Es war jedoch zu fragmentarisch, um eine sichere Be-

stimmung zu erlauben. Von *S. Laurenti* ANDRÄ wurde eine abweichende, leider nur als Fragment vorliegende Form angetroffen.

Das Auffinden eines wahrscheinlich zu *S. artemisiaefolioides* CRÉPIN gehörigen Exemplars veranlaßte uns zu einer Kritik dieser Art und von *S. spiniformis* KIDSTON. Es stellte sich heraus, daß Exemplare, die zu *S. spiniformis* gehören, öfters mit *S. artemisiaefolioides* verwechselt worden sind. Obgleich nun sogar KIDSTON selber seine Art im Jahre 1911 mit *S. artemisiaefolioides* vereinigt hat, kommt es uns vor, daß die beiden Arten getrennt bleiben müssen. Eine ausführliche Synonymik beider Arten wurde aufgestellt. Auch *S. spiniformis* wurde in den Niederlanden gefunden.

*S. (Palmatopteris) pulcherrima* CRÉPIN ist gegründet auf *S. alata* SAUVEUR (non BGT.). Die von STUR und GOTHAN als *S. pulcherrima* abgebildeten Exemplare gehören nicht zu der gleichen Art wie die Abbildung von SAUVEUR. Deshalb war es notwendig, für STUR's und GOTHAN's Pflanzen einen neuen Namen aufzustellen, wofür *S. pulchrior* GOTHAN et JONGM. nov. nom. gewählt wurde. *S. (Palmatopteris) pulcherrima* CRÉPIN wurde auch im niederländischen Carbon angetroffen. Jongmans.

## Dyadische Formation.

Hennig, Edw.: Die Glazialerscheinungen in Äquatorial- und Südafrika. (Geologische Rundschau. 1915. 6. 3. 154—165. 1 Textfig.)

## Triasformation.

G. von Arthaber: Die Trias von Albanien. (Beitr. z. Pal. u. Geol. von Österreich-Ungarn und des Orients. 24. 1911. 169—277. Mit 8 Taf.)

Die vorliegende Bearbeitung einer von FRANZ BARON NOPCSA in Nordalbanien gesammelten untertriadischen Ammonitenfauna verdient ein ungewöhnliches Interesse, da sie eine sehr große Anzahl von Ammoniten behandelt, welche aus der europäischen Trias bisher vollkommen unbekannt waren und kaum erwartet werden konnten.

Nach den Aufnahmen von NOPCSA stellt das nördlichste Albanien eine mächtige Kalktafel, die nordalbanische Tafel dar, an die sich, südlich durch Flexuren und Überschiebungen begrenzt, das Faltengebiet von Cukali, noch rechtsseitig der mittleren albanischen Drin gelegen, anschließt. Dieses sich gegen SW ausspitzen, nach NO aber breiter werdende Gebiet besteht aus stark gepreßten Faltenzügen. Südlich der Drin beginnt das Serpentinegebiet von Mrdita. Unter der wohl



jurassischen Serpentinecke tauchen einzelne aus SW gegen NO streichende Antiklinen triadischer Gesteine auf, von denen der Sattel Kaftuli—Kortpula—Kčira die bemerkenswerteste ist. Er schart sich im NO mit den Falten der Zone von Cukali.

Die Trias der Faltenzone von Cukali gleicht derjenigen Dalmatiens, welche im ganzen mit derjenigen der Südalpen in Einklang zu bringen ist, aber beispielsweise in den oberanischen Han-Bulog-Kalken ein eigenartiges Element aufweist. Die Trias der Mrdita zeigt eine stärker abweichende Ausbildung. Knollenkalke von der Fazies der sogenannten Buchensteiner Schichten gehen tief in die anische Stufe hinab. Sie enthält vor allem aber die in Europa einzig dastehende reiche untertriadische Fauna von Kčira, welche inmitten roter Hornsteine, Jaspisschiefer, toniger Schiefer und plattiger etwas knolliger, roter Kalke liegt, welche die Campiler Schichten inmitten der Werfener Schiefer der Alpen vertreten. Der Beschreibung dieser Fauna ist die vorliegende Abhandlung gewidmet.

V. ARTHABER will in der Untertrias von Kčira eine Seichtwasserbildung erblicken. [Nach der Ansicht des Ref. stellt sie die pelagische Tiefenfazies der litoralen Werfener Schiefer dar. Schon bei Knin in Süddalmatien tritt in den oberen Werfener Schichten eine mächtige, dem Muschelkalk faziell durchaus gleichende Kalkfolge auf, welche eine außerordentliche Fülle von Tiroliten beherbergt (vergl. die von KITTL beschriebene Fauna von Muč). Diese Ausbildung stellt eine Art Bindeglied zu der Fazies von Kčira dar.]

Die untertriadische Fauna von Kčira ähnelt in ihrer Fülle den in Europa bisher unbekanntem Ammonitengattungen asiatischen skytischen Faunen. Ohne zunächst auf die vorzüglichen Einzelbeschreibungen der gefundenen einzelnen Arten durch V. ARTHABER einzugehen, sei vorerst die Fauna im ganzen besprochen. Das Übereinstimmen des Alters der Fauna von Kčira mit den alpinen Campiler Schichten wird durch das Vorkommen von *Tirolites seminudus* MOJS., *T. rectangularis* MOJS. und *T. illyricus* MOJS. bewiesen. Diese Ammoniten sind zugleich die einzigen Vertreter des DIENER'schen Mediterranen Reiches der Tethys. Viele andere Ammoniten gehören den Faunen des DIENER'schen Himalayischen Reiches der Tethys an und stellen daher asiatische Typen dar, die Mehrzahl der Kčira-Ammoniten besitzen dagegen anscheinend ein lokales Gepräge.

Beschrieben sind 66 Arten in rund 500 Exemplaren, von denen nur  $\frac{1}{5}$  der ganzen Fauna bisher bekannte Arten darstellt. Aus den *Hedenstroemia* beds des Himalaya findet sich *Nannites Heberti* DIEN., aus den älteren *Otoceras* beds *Ophiceras Sakuntala* DIEN. aus den unteranischen Horizonten des Himalaya *Monophyllites Pitamaha* DIEN., *M. Kingi* DIEN., *M. Hara* DIEN., *Japonites Sugriva* DIEN. und *Styrites lilangensis* DIEN. Mit den Ceratitensandsteinen der Salt range sind *Proptychites obliquiplicatus* WAAG., mit den unteren Ceratitenkalken *Ophiceras* cfr. *Nangaensis* WAAG. sp., mit den oberen Ceratitenkalken der Salt range *Pseudosibirites* cfr. *dichotomus* WAAG. sp. gemeinsam.

Dagegen sind von vorläufig anscheinend lokalem Charakter die Spezies der folgenden Gattungen: *Beatites* n. g. [Vorläufer der mittel- und obertriadischen Pinacoceratiden], *Procarnites* n. g. [Vorläufer von *Carnites* der Obertrias, verwandt *Meekoceras* und daher auch *Ceratites* und nach dem Autor *Trachyceras*], *Dagnoceras* n. g. [nach dem Verf. die Wurzel der Ceratiten und von *Meekoceras*], *Protropites* n. g. [nach dem Verf. als Wurzel der Tropitiden], *Prenekrites* n. g. [ebenfalls alter Tropitide], *Columbites* HYATT u. SMITH, *Arianites* n. g. incertae sedis, desgl. *Paragoceras* n. g. und *Epicellites* n. g. [nach dem Verf. als ceratitischer Celtide aufzufassen]. Daneben treten bei Këira noch Arten der folgenden Gattungen auf: *Orthoceras* BROGN., *Pseudosageceras* DIEN., *Sageceras* MOJS., *Pronorites* v. ARTH., *Hedenstroemia* WAAG., *Arthaberites* DIEN., *Parannannites* HYATT u. SMITH, *Proptychites* WAAG., *Xenodiscus* WAAG., *Xenaspis* WAAG., *Lecanites* MOJS., *Meekoceras* HYATT, *Aspidites* WAAG., *Prosphingites* MOJS., *Pseudosibirites* v. ARTH. (*Acrochordiceras* HYATT), *Isculites* MOJS., *Celtites* MOJS. und *Tropicellites* MOJS. Die Arten dieser Gattungen sind zwar auch der asiatischen Trias fremd, stehen aber als westliche Formen zu ihnen in Beziehungen.

Die skytische Fauna von Këira ist daher nach dem Ref. als eine oberskytische Tiefseefauna zu bezeichnen, welche wegen ihrer weit westlichen Lage stark spezifische Abweichungen von den isopischen Faunen Asiens aufweist, die aber gegenüber den alpinen und dinarischen Faunen noch viel stärkere heteropische Abweichung besitzt. Es sind ferner bei Këira einige wenige ältere Elemente der *Otoceras* beds und wenige jüngere anisische Typen mitenthalten.

Mancherlei Bedenken muß aber die in dieser Arbeit niedergelegte neue Systematik der Triasammoniten erregen. Schon eine primäre Sonderung aller Formen in Mikrodome und Makrodome fordert zu Einwänden heraus. Biologisch erscheinen mikrodome Ammoniten mit kurzer Wohnkammer einer mehr nektonischen und makrodome Ammoniten lediglich einer benthonischen Lebensweise angepaßt zu sein, ohne daß hierdurch die natürliche Verwandtschaft zum Ausdruck zu kommen braucht.

Natürlich gelangt Verf. unter primärer systematischer Scheidung der Mikrodome von den Makrodome zu einer durchaus neuartigen Gliederung der Ammonitiden, die er, wie es zum erstenmal HAUG mit zweifelhaftem Erfolg tat, auf bestimmte Goniatitengruppen zurückführt. Unter den Mikrodome unterscheidet Verf. drei Stämme: I. die lobenreichen Beloceratea mit den Familien der Beloceratidae, Noritidae, Prodomitidae, Pinacoceratidae und Carnitidae, ferner II. die mit Medianlobus versehenen Tornoceratea mit der Familie der Ptychitidae und III. die mediansatteligen Gephyroceratea mit den Familien Meekoceratidae (mit Ophiceratinae, Hungaritinae, Artooceratinae), Ceratitidae und Trachyceratidae. Während HAUG die Pinacoceratidae bekanntlich schon auf *Beloceras* zugeführt hat, besitzen die triadischen Ptychitidae natürlich im Gegensatz zu *Tornoceras* einen Mediansattel, wie er bei dem III. Stamm ausgebildet ist; lediglich die geringe Anzahl der Lobenelemente ist ihnen mit *Tornoceras* im Gegensatz

zu den letzteren eigen. Die Makrodoma sollen dann aber in die Stämme der Agathiceratea mit den Familien der Agathiceratidae, Sphingitidae, Arcestidae und Cladiscitidae und in den Stamm der Gastrioceratea mit den Acrochordiceratidae, Tropitidae, Haloritidae und Celtitidae zerfallen. Hier würden aber die Agathiceratidae den Beloceratiden ähnliche Lobierung aufweisen, so daß die Gruppierung v. ARTHABER's kaum durch die Behauptung, daß sich mit der Länge der Wohnkammer auch die Lobierung ändert, gestützt erscheint. Im Rahmen dieses Referates ist ein weiteres Eingehen auf diese Dinge nicht möglich, eine auch nur teilweise Annahme der ARTHABER'schen neuen Systematik ist aber angesichts der von den verschiedensten Seiten kommenden Widerlegungen nicht zu erwarten.

Im Anschluß an die Beschreibung der skytischen Fauna von Këira behandelt Verf. sodann noch die anisische Fauna von Gimaj. Diese Fauna zeigt große Übereinstimmung mit der *Trinodosus*-Fauna der roten Han Bulog-Kalke. Die Ptychiten als Arten der Gattungen *Ptychites*, *Sturia*, *Monophyllites*, *Gymmites* prävalieren. Es sind vertreten die Ceratiten durch eine Art, die Arcestiden durch die Gattungen *Megaphyllites* und *Proarcestes*, die Cladiscitiden und ferner die Gattungen *Sageceras* und *Norites*, ferner *Nautilus*, *Orthoceras* und *Atractites*. Asiatische Vertreter fehlen diesem Horizont vollständig, eine Bestätigung der Ansicht des Ref., daß die Këira-Fauna allein durch die epilophische Fazies ihrer Sedimente zu erklären ist.

Ferner lag dem Verf. ein Geröll mit *Acrochordiceras Ippeni* n. sp. vor, das einer oberanischen Fauna angehört und in einem Gestein von Buchensteiner Fazies<sup>1</sup> liegt.

Der überaus gründlichen, ausgezeichneten Beschreibung der äußerst interessanten albanischen Triasammoniten sind acht Tafeln in vorzüglich photographisch-retouchierter Ausführung beigegeben, auf denen auch die Suturlinien trefflich und so vollständig wie möglich sichtbar sind.

A. Tornquist.

## Juraformation.

Salfeld, Hans: Monographie der Gattung *Cardioceras* NEUMAYR et UHLIG.  
Teil I. Die Cardioceraten des oberen Oxford und Kimmeridge.  
(Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1915. 67. Abhandl. H. 3. 5 Taf. u.  
7 Textfig.)

<sup>1</sup> Deutlicher wie die ost- und nordalpinen beweisen die dinarischen und balkanischen sowie die kleinasiatischen Triasprofile, daß man aufhören sollte, bei dem Fund von bunten Kieselknollenkalcken zunächst an die *Reitzi*-Schichten zu denken und den Namen „Buchensteiner Schichten“ anzuwenden. Derartige Knollenkalke gehen im Osten bis tief ins Anisische und im Nordosten bis in die *Cardita*-Schichten.

## Tertiärformation.

**R. Jäger:** Ein Gerölle von eocänem Nummulitenkalk im Miocän bei Leutschach. (Verh. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1913. 403.)

In miocänen Strandkonglomeraten bei Leutschach in Mittelsteiermark fand Verf. Kalk mit *Nummulina perforata*, *Assilina* sp. und *Alveolina* sp. Im Miocän war bei Leutschach [wohl südlich davon am Poßruck. Ref.] noch Mitteleocän anstehend; dieses Vorkommen ist eine Brücke zwischen dem Eocän von Guttaring in Kärnten und jenem von Ungarn.

Fr. Heritsch.

**R. Jäger:** Foraminiferen aus den miocänen Ablagerungen der Windischen Bücheln in Steiermark. (Verh. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1914. 123—141.)

Verf. beschreibt von einer Reihe von Fundpunkten aus dem miocänen Foraminiferenmergel über 80 Foraminiferen, darunter auch eine neue Art. Nach der Beschaffenheit des Sedimentes und geringen faunistischen Differenzen trennt er zehn verschiedene Arten von Foraminiferenmergeln. Eine Type dürfte in ziemlich tiefem Wasser sedimentiert worden sein.

Fr. Heritsch.

**Fr. Heritsch:** Ein neuer Fundort von Grunder Schichten bei Graz. (Mitteil. d. naturwissenschaftl. Vereins f. Steiermark. 49. 1912. 75—79.)

In der Nähe der fossilführenden Grunder Schichten von Pöls und Oisnitz wurde ein neuer Fundort ausgebeutet, der eine kleine Fauna, besonders Bivalven, geliefert hat.

Fr. Heritsch.

**Fr. v. Benesch:** Über einen neuen Aufschluß im Tertiärbecken von Rein (Steiermark). (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. in Wien. 1913. Heft 14. 342—351.)

Bei der Grundaushhebung der zweiten Tuberkulosenheilstätte Hörgas wurden untermiocäne Süßwasserschichten entblößt. Von wesentlicher Bedeutung ist der aus der Detailbeschreibung der Aufschlüsse hervorgehende Umstand, daß die Süßwasserbildungen in eine präexistierende Senke hineinsedimentiert wurden, daß also kein tektonisches Phänomen die Tiefenlage des Untermiocäns bedingt hat. Die Fauna umfaßt *Limnaeus*, *Planorbis*, *Ancylus*, *Patula*, *Helix*, *Stenogyra*, *Pupa*, *Clausilia* und *Carychium*; sie stimmt mit der sonstigen Fauna von Rein überein.

Fr. Heritsch.



**V. Hilber:** Eine Diskordanz im steirischen Leithakalk. (Mitteil. d. geolog. Gesellsch. in Wien. 1913. 6. 229—233. Mit 1 Taf.)

Im Leithakalk von Weißenegg bei Wildon ist eine Diskordanz abgeschlossen. Unten liegen geneigte Schichten von weißem Leithakalk, dessen tiefste oolithische Teile *Modiola volhynica* enthalten (sarmatische Fazies im Mediterran). Die geneigten Schichten werden scharf abgeschnitten und von horizontalem grauen und gelben Lithothamnienkalk und grauem Sandstein in groben und feinen, z. T. lettigen Lagen überlagert. — In der Nähe des Aufschlusses gibt es gefaltete Amphisteginenmergel und auch eine Diskordanzfläche erscheint wieder, allerdings in einer anderen stratigraphischen Position. — Der Autor kommt, nachdem er verschiedene Erklärungsmöglichkeiten in Betracht gezogen hat, zum Schluß, daß es sich wahrscheinlich um eine tektonische Diskordanz handelt. [Siehe auch das Ref. über die Arbeit WINKLER's, p. -255-.] **Fr. Heritsch.**

**V. Hilber:** Über das Nordufer des Miocänmeeres bei Graz. (Mitteil. d. geolog. Gesellsch. in Wien. 1913. 6. 224—228.)

Beim Militärschießplatz Wetzelsdorf bei Graz liegen untermiocäne Süßwasserschichten in fast 500, bei Waldhof Sarmatisches um 50 m tiefer. Mediterranes Miocän erreicht bei Wildon 551 m Seehöhe; das Nordufer dieses Meeres ist nicht zu erkennen; das Sarmatische aber erreicht den Rand der Alpen in der Grazer Bucht. Verf. meint, daß man die Frage nach dem Nordufer des Meeres der zweiten Mediterranstufe nicht durch die Annahme von Verwerfungen lösen könne, sondern daß sich zwischen dem Alpenrand und der heutigen Nordgrenze des marinen Miocäns eine Uferzone eingeschoben habe, welche aus den Süßwasserschichten bestand; diese sind in einem Becken abgelagert, dessen südliche Wand nur mehr in Andeutungen erhalten ist. [Zu einer anderen Anschauung kam A. WINKLER, siehe p. -255-.] **Fr. Heritsch.**

**A. Winkler:** Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark. I. Der Werdegang der geologischen Forschung im Eruptivgebiet. II. Der geologische Bau der im Maßstabe 1:25000 aufgenommenen südlichen Region in der Umgebung von St. Anna, Hochstraden und Klöch. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. in Wien. 63. 1913. 403—502. Mit einer geol. Karte 1:25000, 3 Profiltaf., 1 Lichtdrucktaf., 1 Profiltabelle u. 19 Textfig.)

Das Zentrum des oststeirischen Eruptivgebietes ist das Trachyt-Andesit-Massiv von Gleichenberg, welches in Süd, Ost und Nord von Basaltbergen umrahmt ist, die z. T. Decken und Ströme, z. T. Tuffkegel sind. Das Basaltgebiet südlich von Gleichenberg ist der Gegenstand der Abhandlung; das kartierte Gebiet läßt sich in die beiden ziemlich selbständigen Berggruppen von Hochstraden und des Eruptivgebietes von Klöch gliedern. Der Autor gibt ein ausführliches Literaturverzeichnis und eine eingehende

Würdigung der Arbeiten seiner Vorgänger und behandelt dann eingehend die Lokalstratigraphie. An wenigen Stellen treten in sehr beschränktem Ausmaße paläozoische, fossilere Gesteine (Tonschiefer, Kieselschiefer, Quarzit) auf, die als fragliches Carbon (?) angesprochen werden. Die nächstjüngeren Bildungen gehören dem Miocän an.

Die Ablagerungen der II. Mediterranstufe sind fast ausschließlich als Nulliporenkalk entwickelt; sie treten an der Basis eines NW streichenden Horstes hervor, führen eine bescheidene Fauna und sind typische Flachseesedimente. Bemerkenswert ist, daß der Autor in der ganzen Arbeit Detailbeschreibungen der vorhandenen Aufschlüsse gibt, was den Wert der Arbeit sehr steigert.

Die sarmatischen Schichten haben die größte Verbreitung auf der Karte; sie zeigen eine Dreiteilung, welche in faunistischen Verschiedenheiten und in der Ausbildung der Sedimente begründet ist; sie sind Seichtwasserbildungen. Die untersarmatischen Schichten bestehen aus Tegeln mit Schotterlagen, die mittelsarmatischen aus Mergeln und Sanden, die obersarmatischen aus Kalken, Sanden, Tegeln und Mergeln. — Die untersarmatischen Bildungen (über 100 m mächtig) zeigen in ihren liegenden Partien einen allorts verfolgbaren Schotterzug eingeschaltet, der stellenweise ohne Tegellage dem Leithakalk aufliegt, wo dann ein verkalkter Schotter vorliegt; aus den Aufschlüssen erhellt, daß die mediterranen Kalkriffe über das Bodenrelief aufragten und erst später durch Sediment eingehüllt wurden. Die untersarmatische Stufe bildet die unmittelbare Überlagerung der paläozoischen Schieferinsel von St. Anna am Aigen. — Über dem Schotterzuge folgen mächtige untersarmatische Tegel; in den Profilen zeigt sich ein allmählicher Übergang zu den Sanden des Mittelsarmatischen. Die Schichten des Untersarmatischen sind Bildungen einer Randbucht des Meeres, in der fluviatile Einflüsse zur Geltung kamen (Schotter, Mangel an Fossilien, verkieselte Hölzer, Kohlenschmitzen); die Fauna ist ärmlich. — Die Mächtigkeit der mittelsarmatischen Stufe schwankt zwischen 20 und 90 m; mit der Annäherung an die paläozoische Schieferinsel verringert sich wie beim Untersarmatischen die Mächtigkeit. Das Mittelsarmatische wird von feinen tonigen Sanden, Tonmergeln, in Kalkmergel und Kalke übergehend, pflanzenführenden Schiefertönen und schiefrigen Sanden, grünen fossilreichen Tegeln, groben Sanden und Kleinschotter zusammengesetzt. Die Aufeinanderfolge ist derart, daß im Liegenden ein weit verbreiteter Sandzug vorhanden ist, daß darüber meist pflanzenführende Schiefertöne und immer mächtige Tonmergel auftreten, die von einem hangenden Sand nach oben hin verdrängt werden. Die mittelsarmatischen Schichten sind eine Flachseebildung; sie führen reichlich marine Fossilien, am häufigsten *Cardium cf. obsoletum*, *C. cf. Barboti*, *Ervilia podolica*, *Modiola marginata*. Den fossilreichen obersarmatischen Bildungen fehlen und sind daher dem Mittelsarmatischen eigentümlich: *Cardium cf. Barboti*, *C. cf. Loveni*, *Ostrea crassissima* var. *sarmatica*. Die obersarmatischen Bildungen sind auch Ablagerungen seichten Wassers, sind aber am Rand einer abfallenden Küste entstanden; sie sind

charakterisiert durch mächtige, ausgedehnte Kalkbildungen, die den tieferen Schichten vollständig fehlen. Es sind fünf Kalkhorizonte vorhanden, welche petrographische und faunistische Verschiedenheiten zeigen; im tiefsten Kalk sind *Cerithium rubiginosum* und *Cardium obsoletum* herrschend; der zweite und dritte Kalk sind oolithische Foraminiferenkalk, welche Cardien und Cerithien enthalten; der vierte Kalk ist als Muschelkalk oder oolithähnlicher *Serpula*-Kalk entwickelt und wird von Cerithien-reichen Sanden und Tegeln umschlossen; im fünften Kalkzug treten Kalksandstein etc. hervor und verdrängen bei Rückgang der Organismen am Schichtenaufbau den Kalk. Bezüglich der nichtkalkigen Sedimente des Obersarmatischen zeigt sich eine größere Mannigfaltigkeit; vorherrschend sind Sande. Über dem fünften Kalkzug folgen 30—40 m vom Charakter des Mittelsarmatischen. Die Mächtigkeit des Obersarmatischen, dem im Süden eine Festlandsregion vorlagert, schwankt zwischen 70 und 140 m. Das Obersarmatische hat eine reiche Fauna. Faunistische Unterschiede zwischen den drei Abteilungen sind nur z. T. auf zeitliche Verschiedenheiten zurückzuführen; insbesondere das Fehlen der Cerithien in der mittleren Stufe hat sicher nur lokale, fazielle Ursachen.

Im Pliocän treten sedimentäre und vulkanische Bildungen auf. Congerierschichten bedecken nur ein geringes Areal; sie fehlen im Süden, was, wie im Obersarmatischen, mit dem Verlauf der alten Küstenlinie zusammenhängt; es sind Tegelmergelbänke mit Congerien von geringer Mächtigkeit, welche in die unterste Abteilung der pontischen Stufe gehören. Als ältere pontische Schotter sind Bildungen unter dem Basalt anzusehen; aus verschiedenen Beobachtungen geht hervor, daß der Beginn der Eruptionen in die Schotterbildungsperiode hineinfällt. Der pontische Schotter ist wenigstens teilweise jünger als die untersten Congerierschichten; man muß eine spätsarmatische und altpontische Abtragung in der Nähe des früher erwähnten Festlandes und eine darauffolgende, noch innerhalb der unteren Congerierschichten eingetretene, einem denudierten Relief aufgelagerte fluviatile Aufschüttung annehmen; diese Schotter sind dann von den Basalten überdeckt. Über den Sedimenten liegt bei Klöch immer Tuff und erst im Hangenden desselben Basalt und darüber Schlackenströme. Den vulkanischen Bildungen ist eine Festlandsperiode vorangegangen.

Der zweite Abschnitt ist der lokalen Tektonik gewidmet. Der Hochstradenzug besteht zum größten Teile aus einer wenig unterbrochenen großen Basaltdecke, welche durch spätere tektonische Bewegungen zerstückelt ist. Tuffe sind nur in der Kraterregion vorhanden; im Teufelsmühlgraben sind Schlacken und Tuffe dem Congerientegel in einer explosiv geschaffenen Vertiefung angelagert; explosive Tätigkeit hat sich nur lokal entwickelt; ein Aufschüttungskegel hat sich wohl nie erhoben; denn auf eine kurze explosive Phase folgte der Austritt von Lavamassen, die eine Fläche von vielen Quadratkilometern bedecken. Von diesem einfachen Bau sind Ausnahmen zwei spaltenartige Basaltmassen und ein kleiner Basaltstiel.



Viel verwickelter ist das Gebiet von Klöcher gebaut. Tuffe bilden die Unterlage der Basaltmassen; diese schön geschichteten Aschen, Lapilli etc. sind Denudationsreste einer mächtigen Tuffdecke; in ihnen ist viel Sedimentmaterial (besonders Quarze) aus dem Liegenden beigemischt; die Tuffe liegen horizontal, wo sie nicht von späteren Störungen betroffen wurden. Faltungen sind z. B. dort vorhanden, wo die Tuffe des Hohenwart an die Basalte des Seindl herantreten; da geht zwischen den Tuffen und dem Basalt eine Störung durch, denn nach der Ablagerung der basalen Tuffdecke mit ihren feingeschichteten Sedimenten folgte ein mit einer gewaltigen Explosion verbundener Paroxysmus (grobe Schlackentuffe etc.), der die Tuffdecke zersprengte und einen großen Krater (Seindl) schuf; am Rand desselben entstanden die oben erwähnten Störungen; der Krater selbst füllte sich mit mächtigen Basaltmassen; er ist überall von einer Störungszone umgeben, welche sogar zu Überschiebungen der Tuffmassen, zu Mylonitisierung derselben Anlaß gegeben hat; das sind Zeugnisse einer gewaltigen Explosion. Parallel mit dem Kraterrand verläuft die Plattung des Basaltes; die oberen Teile des Basaltes sind Schlackenströme. — Eine etwas isolierte Stellung nimmt im Klöcher Massiv der Kogel des „Kindbergkrater“ ein, der die innere Schale eines hauptsächlich mit losem Auswurfmaterial erfüllten Kraters, Ausfüllungsmaterial des Kraters und z. T. den Kern des Schlackenkegels bildet. Der Kindbergkrater hatte eine längere Tätigkeit entfaltet, die mit dem Auswurf feiner Tuffmassen begann; die Eruptionen waren mehrfach von Paroxysmen begleitet (Faltung am Kraterrand); vom Kindbergkrater stammen auch die Basaltmassen, welche den Seindlkrater füllen. Der Kindbergkrater ist von Radialspalten durchsetzt, deren Magma das offene Kraterbecken füllte und den Gipfel krönt.

Die geologische Karte und die Detailbeschreibung geben einen ausgezeichneten Einblick in die Tektonik des kartierten Gebietes; es sind mehrere NW streichende Verwerfungen, ein gegen Osten konvergierendes Bruchnetz und N—S verlaufende Rupturen vorhanden; diese Störungen zerlegen das Gebiet in eine Reihe von Schollen, die die Schichten zur Murebene um ca. 200 m niederbrechen lassen; es ist wahrscheinlich eine Abhängigkeit der jüngsten vulkanischen Durchbrüche vom Bau des Untergrundes vorhanden. Den Kindbergkrater quert eine Spalte des Untergrundes, die wohl während der Eruption entstanden ist. — Die Altersfolge der Eruptionen ist derart, daß der Hochstraden älter ist als das Klöcher Massiv, in welchem wieder der Kindbergkogel, der die ältesten Tuffe geliefert hat, jünger ist als der Seindlkrater. — Die zahlreichen Säuerlinge des Gebietes sind abhängig von dem Bruchnetz; in der tektonisch am stärksten zerrütteten Région nimmt auch die stärkste Sauerquelle ihren Ursprung.

Das dritte Kapitel ist der lokalen Morphologie gewidmet, in welchem die scheinbare Ausnahme von dem „Gesetz der Asymmetrie der Täler“ durch die Einschaltung der Basalttafel erklärt wird; ferner werden Terrassen nachgewiesen, und zwar eine mittelplocäne (?) in 530 m Höhe, eine jungplocäne (?) in 370 m, zwei diluviale Terrassen in 320 und 290 m



und zwei alluviale in 230 und 220 m Höhe. Ferner macht der Autor auf die Bedeutung der Gehängerutschungen und deren Bedeutung für die Talbildung aufmerksam.

Anhangsweise erörtert der Autor das Vorkommen von porösen Basaltauswürflingen (in den Schlacken und Brockentuffen), deren Porengröße gegen den Rand zu kleiner wird, so daß die Bombe häufig von einer festen Rinde umkleidet wird; das ist mit der größeren Schwierigkeit des Entweichens von Gas aus dem Inneren der Bombe zu erklären; bei entgegengesetztem Verhalten handelt es sich um randlich neu aufgeschmolzene Bruchstücke eines in der Tiefe anstehenden Basaltes. — Angeführt möge noch die Bemerkung des Autors sein, daß es im kartierten Gebiete keine Olivinbomben gibt, was bei der großen Häufigkeit von solchen nördlich von Gleichenberg sehr hervorgehoben werden muß. Fr. Heritsch.

---

**A. Winkler:** Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Studie über die Verbreitung und Tektonik des Miocäns von Mittelsteiermark. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. in Wien. 63. 1913. Heft 3. 503—620. Mit 2 Taf., 2 Übersichtstabellen und 7 Textfig.)

Das Tertiärbecken von Mittelsteiermark wird begrenzt im Norden durch das Grazer Paläozoicum und seine östliche Fortsetzung, im Westen durch die Koralpe, im Süden durch den Poßruck und die Drau und durch die Linie Friedau—Luttenberg, im Osten durch eine Reihe paläozoischer Inseln (Günser Horst, Neuhaus etc.). Die paläozoischen Schieferinseln, die allerdings nur auf einen schwachen Analogieschluß hin mit der „unteren Grauwackendecke“ verglichen und damit in das Jungpaläozoicum gestellt werden, bilden am Ostrande des steirischen Miocänbeckens einen etwa NO streichenden Zug. Die Verbreitung der Einschlüsse in den Basaltuffbergen des Gleichenberger Eruptivgebietes zeigt, daß im Untergrund westlich von den Schieferinseln ein Zug von Altkristallin vorhanden ist.

Das Trachyt-Andesitmassiv von Gleichenberg wurde bisher als sarmatisch angesehen. Verf. begründet eine andere Auffassung. Der Eruptivkörper ist von sarmatischen Schichten eingehüllt. Dasselbe Verhältnis dürfte, wie Verf. in einer guten Schlußkette hervorhebt, auch bezüglich der Grunder Schichten bestehen. Wahrscheinlich ist die Bildungsperiode des Gleichenberger Massivs in die Sedimentationszeit der kohlenführenden Ablagerungen von Eibiswald-Wies zu versetzen; das würde mit dem Aufdringen der untersteirischen Andesite zeitlich übereinstimmen. — Daß das jetzt aufragende Massiv unter der tertiären Hülle noch eine große Ausdehnung hat, zeigen die Einschlüsse in den Basaltuffen Mittelsteiermarks. Über die Tertiärhülle ragt eine Ellipse von 3 beziehungsweise 4 km auf; in der Tiefe kann man eine Ausdehnung von 10 beziehungsweise 15 km feststellen. — Der Autor vermutet, daß eine Staukuppe vorliegt; es handelt sich um zähes, gasarmes Magma (Explosiva fehlen), in welchem durch Differentiation eine basische Randzone gebildet wurde. Der Abfluß des

Magmas erfolgte hauptsächlich in nördlicher Richtung, wohin wohl eine Bodenneigung die Lava wies.

Oligocäne Sedimente fehlen in Mittelsteiermark; da Tiefmiocän vielfach bis auf 900 m Höhe reicht, muß die oligocäne Landoberfläche z. in dieser Höhe gelegen sein. Vielleicht finden sich noch Terrassenfläche oder auch Einebnungsniveaus des Oligocäns.

Die Reihe der miocänen Sedimente wird durch die „basalen marinen Mergel“ des Ost- und Nordostrandes des Poßruckgebirges eröffnet, welche auch Sandstein- und Tuffbänke führen und vielfach Ähnlichkeit mit dem Flysch haben; es handelt sich um eine strandnahe Seichtwasserbildung des Tiefmiocäns, wie die Tuffe zeigen, die in Untersteiermark stets nur in diesem auftreten (Burdigalien). Die Grazer Bucht hat daher in ihrer ersten Anlage eine Entstehungszeit an der Wende von Oligocän und Miocän. Zu erwähnen ist noch, daß die „basalen marinen Mergel“ stark aufgerichtet und z. T. mechanisch stark hergenommen sind. — Die basalen marinen Mergel sind von den darüber folgenden „Foraminiferenmergeln“ durch eine tektonische Diskordanz getrennt, welche Störungsphase auch in Untersteier deutlich hervortritt. Die lakustren Äquivalente der Foraminiferenmergel, d. s. die Schichten von Eibiswald-Wies (Helvetien), sind in den östlichen Alpen sehr verbreitet; daraus ergibt sich für die östlichen Zentralalpen eine Tiefersenkung unter das limnische, in der Grazer Bacht auch unter das marine Akkumulationsniveau. Die Aufrichtung der basalen marinen Mergel ist nur eine Aufstauung am Südrande eines gewaltigen Senkungsfeldes.

Der Foraminiferenmergel (mittelsteirischer Schlier) ist besonders in den westlichen Windischen Bücheln verbreitet; er sinkt nordwärts an einer großen Flexur samt den auflagernden mittelmiocänen Mediterranbildungen ab. — Der Charakter des Sedimentes der Foraminiferenmergel ändert sich von Ost gegen Westen, d. i. gegen das Innere der Bucht derart, daß aus dem reichlich foraminiferenführenden Mergel pflanzenführende Sandsteine und Mergel und dann Konglomerate hervorgehen; die kohlenführenden Ablagerungen von Eibiswald-Wies sind nur eine brackisch-lakustre Lagunärfazies der Foraminiferenmergel; beide haben die gleiche konglomeratische Hangendecke der Grunder Schichten. Die Schichten von Eibiswald-Wies haben in den Randgebieten der Alpen gegen das Tertiärland zu eine sehr bedeutende Verbreitung; sie sind in den Randgebieten des oben erwähnten großen Senkungsfeldes abgelagert; der Autor faßt diese Senkungen, welche das Untertauchen großer Gebiete unter das Akkumulationsniveau bedingten, als Vorläufer der Senkungen auf, welche später in der Wiener Bucht die Mediterranbildungen transgredieren ließen und in der Grazer Bucht die in einer bestimmten Richtung fortschreitenden mediterranen, sarmatischen und pontischen Bewegungen hervorrief; die jüngeren Bruchfelder fügen sich in den Rahmen der großen Senkung ein.

Die Gruppe der „basalen marinen Mergel“ ist ein stratigraphisches Äquivalent der „marinen Mergel und mürben mergeligen Sandsteine“ Untersteiermarks. Die Gruppe des Foraminiferenmergels, die durch das

stärkere Hervortreten sandiger Bildungen und ebenfalls durch tuffige Beimengung ausgezeichnet ist, muß mit den „bärteren Kalk- und Tuffsandsteinen“ Untersteiermarks (Sandstein von Gouze) parallelisiert werden. Foraminiferenmergel und die ihm äquivalenten Süßwasserschichten werden als unteres, die Konglomerate über dem Mergel und die Grunder Schichten als oberes Helvetien bezeichnet.

Nach der Ablagerung der Foraminiferenmergelgruppe tritt in der SW-Mittelsteiermark eine Änderung in der Sedimentation durch eine gewaltige Schuttfuhr (bis zu hausgroßen Blöcken) in das Marinbecken; die dadurch gebildete Folge ist mehrere hundert Meter mächtig. Die Annahme tektonischer Bewegung bei der Entstehung dieses Schuttmateriales ist unabweislich; das Schuttmaterial stammt zum größten Teile von der Koralpe, die sich im Jungtertiär wahrscheinlich emporhob, wobei der westliche Teil (Lavantaler Bruch) am stärksten gehoben wurde. Durch diese Hebung wurde die Depression des Grunder Meeres gegen NO und O gedrängt; an vielen Stellen des Randgebietes der Alpen sind die lakustren Schichten unter dem Grunder Horizont gestört; vielleicht gehört die erste Ausbildung der den Zentralalpen im Osten vorgelagerten paläozoischen Inselkette der Störungsepoche nach dem Pittener Horizont und vor der Mediterranstufe an, derselben Zeit, in der der Einbruch des inneralpinen Wiener Beckens erfolgte. Gleichzeitig mit der Höhershaltung der Koralpe wurde durch Senkung im Poßruck eine Verbindung der mittelsteirischen Region mit dem Lavanttal, wo auch Grunder Schichten abgelagert wurden, hergestellt.

Über den Foraminiferenmergeln der Windischen Bücheln liegen die schon erwähnten Konglomerate, deren größte Blöcke HILBER früher als Moränenreste deutete. Das Grunder Meer, in dem die Konglomerate gebildet wurden, zeigt gegenüber dem Meere der Foraminiferenmergel eine bedeutende Regression, welcher die Ausbildung einer bedeutenden Depression zwischen dem Poßruck und dem Sausal gegenübersteht. Durch Wechsellagerung und Übergang sind die fossilführenden Grunder Schichten von Gamlitz mit den Konglomeraten verbunden; es ist daher sicher, daß die Konglomerate, die selbst Marinfossilien geliefert haben, nur die küstennahe Strandfazies der Grunder Sedimente (Florianer Tegel etc.) sind; in der Gegend von St. Andrae und Fautsch findet ein räumlicher Übergang fossilführender Schichten des Florianer Tegels in Konglomeratfazies statt; die Konglomerate sind im Bereich südlich des Sausalgebirges stets an der Basis der Leithakalke der zweiten Mediterranstufe vorhanden. — Mehrfach ist die marine Foraminiferenmergelgruppe mit den hangenden Marinkonglomeraten durch Wechsellagerung im Niveau der Überlagerung verknüpft; doch gehören die beiden so verschiedenen Sedimente nicht derselben Epoche an; nur Verzahnung der Sedimente ist vorhanden. Am Remschnigg (und am Radl) reicht die Blöcke-führende Konglomeratfazies sehr hoch hinauf; es ist die durch die Erosion zerstückelte und hochgehobene Verbindungsstrecke zwischen dem mittelsteirischen und dem kärntnerischen Grunder Becken. — Westlich des Sausalgebirges haben Grunder Schichten



als Florianer Tegel, nördlich dieses Gebirges als Pölser Mergel eine weite Verbreitung. Auch in der Oststeiermark dürften Grunder Schichten in der Tiefe liegen, wie in Basalttuffen liegende Schollen im Gleichenberger Eruptivgebiet zeigen. Am Rand des mittelsteirischen Tertiärs gegen die Alpen (d. i. etwa östlich und westlich von Graz) fehlen die Grunder Schichten; sie können auch nie an den Alpenrand herangereicht haben wohl aber transgrediert das Sarmatische. HOERNES hat dieses merkwürdige Verhalten auf tektonischem Wege erklärt. Zu bemerken ist, daß die Grunder Schichten vom Sausal zum Gleichenberger Eruptivgebiet um 250—300 m absinken, was durch eine mediterrane oder jüngere Senkung erklärt werden muß.

Die Grunder Schichten wurden in bedeutender Weise gehoben (z. B. am Radl auf 900 m); das Alter dieser Bewegungsphase ist vormediterran (II. Mediterranstufe) oder tiefmediterran. Die Hebung hat die Verbindung mit dem Lavanttal aufgehoben. Die Konglomerate samt den hangenden Leithakalken zeigen in der Umgebung von Spielfeld, St. Egydi und Ehrenhausen ein gegen Nord gerichtetes tektonisches Hinabtauchen; dieser gegen Norden geneigte Komplex wird von dem NNW streichenden Egydier Bruch durchsetzt, an dem ostwärts Konglomerate und Leithakalke abschneiden; der Bruch ist zeitlich noch innerhalb der zweiten Mediterranstufe eingetreten und wird vom Autor als Anzeichen jener Beckenvertiefung aufgefaßt, die im Sausalgebirge die Entstehung mächtiger Seichtwassersedimente vom Alter der zweiten Mediterranstufe ermöglichte.

Die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe zeigen eine Verschiebung der Tiefendepression gegenüber jener des Grunder Meeres in die östlichen Teile des Sausalgebirges und in die diesem nördlich und südlich vorgelagerte Region. Die Leithakalkbildungen sind bei Wildon mit dem Pölser Mergel eng verbunden; auch sonst gibt es viele Anzeichen, welche für die fazielle Vertretung von Leithakalk und Tegel (Grunder Schichten) sprechen. Die große Mächtigkeit der Leithakalkbildungen läßt sich nur durch Senkungen erklären; so erklärt sich auch die Diskordanz im Leithakalk bei Weißenegg; auch der mächtige Riffbau der Leithakalke des Sausal ist eine Funktion der sinkenden Bewegung, die in der Richtung von Südwest nach Nordost wanderte, also eine gegen das Innere der Grazer Bucht gerichtete Bruchbewegung war.

Der Ablagerung der sarmatischen Stufe sind bedeutende Störungen vorausgegangen, wie die Stellung der Leithakalke von Wildon zum Sarmatischen zeigt. Diese Störungen bewirkten eine Senkung am Alpenrand östlich und westlich von Graz, so daß sarmatische Schichten dort transgredieren konnten. Diese Senkung ist nur eine Folge jener großen, in NO fortschreitenden Bewegung, welche die Region östlich des Sausal in vorsarmatischer Zeit senkte.

Das Untersarmatische, in dem die schlammige Fazies vorherrscht, hat als charakteristische Fossilien *Syndosmya* sp., *Cardium protractum* etc. Das Untersarmatische tritt im Gleichenberger Eruptivgebiete und an der Mur zwischen Fernitz und Wildon auf; ferner transgrediert es am Grund-



gebirge östlich von Graz. — Das Mittelsarmatische, das auch eine Seichtwasserbildung ist, ist die mehr oder minder grobklastische Ausfüllung des tieferen untersarmatischen Beckens; Leitfossilien sind *Cardium cf. Barboti*, *Fragilia fragilis*; reichlich kommen *Ervilia podolica* und *Modiola marginata* vor; Cerithien treten gegenüber den übersarmatischen Schichten zurück. Das Gebiet zwischen dem Gleichenberger Eruptivgebiete und der Mur von Fernitz nach Spielfeld ist hauptsächlich vom Mittelsarmatischen aufgebaut; das westlichste Vorkommen ist Waldhof und Winkel bei Graz. Die unter- und mittelsarmatischen Sedimente zeigen annähernd dieselbe Verbreitung.

Das Obersarmatische hat eine ganz andere Verbreitung; einerseits traten Hebungen ein, welche bisher marines Gebiet dem Festland angliederten, andererseits sind Transgressionen beobachtbar (Regression im Westen und Südwesten, Transgression im Nordosten von Mittelsteier). Das vorherrschende Sediment ist Sand; die Ablagerungen entsprechen in ihrem Habitus jener Fazies, die im Wiener Becken durch ihren Fossilreichtum auffällt; große und dicke *Maetra*-Formen, dickschalige *Tapes*, Cerithien und Cardien verleihen der Fauna ihr Gepräge; *Cardium Jamnense*, *Maeta Fabreana*, *M. cf. caspia*, *Cerithium Hartbergense*, *Donax lucida*, Cardien der *Obsoletum*-Gruppe, die zu pontischen Formen hinüberführen, sind nur im Obersarmatischen zu treffen. — Die Festlandsbarre der Schieferinsel Sulz—Güns war noch in übersarmatischer Zeit vorhanden; die Schieferinsel von Neuhaus—St. Georgen ragte zur Grunder und mediterranen Zeit noch bedeutend, in sarmatischer Epoche kaum noch über dem Meeresspiegel hervor; das Gleichenberger Massiv bildete in seinen höchsten Teilen dauernd eine Klippe. Die übersarmatischen Ablagerungen zwischen Hartberg und Friedberg zeigen eine bedeutende Höhenlage und Störungen im Schichtmaterial, welche darlegen, daß bereits während der Sedimentierung des Obersarmatischen Störungen begonnen haben. Auch diese jüngsten Hebungen fügen sich als Endglied den gegen Nordosten fortschreitenden miocänen Hebungen ein.

Bezüglich der sarmatischen Bildungen Untersteiermarks sagt Verf., daß hauptsächlich tiefersarmatische Bildungen vorhanden sind, welche mit den Mediterranschichten faunistisch und stratigraphisch verknüpft sind. — Verf. führt noch aus, daß das Obersarmaticum Mittelsteiermarks mit dem Nubecularienhorizont Rußlands zu vergleichen ist, während das Unter- und Mittelsarmatische dem Ervilienhorizont entspricht.

Die Bewegungen in Mittelsteiermark sind mit dem Sarmatischen noch nicht beendet. Im Tiefponticum bildet sich ein großes Senkungsfeld aus, das am Günser Horst tiefpontische, an der Inselreihe Sulz—Harmischer Wald vielleicht noch höher pontische Bildungen transgredieren läßt; der Südrand der sich senkenden Scholle ist eine Flexur (Radkersburg—Fernitz). Parallel mit dieser Dislokation bilden sich basaltische Tuffberge. — Die im Tiefmiocän und im Spätsarmat besonders zum Ausdruck kommende Hebung faßt der Autor als das Ansteigen dieser Region bei der Faltung der südlich vorgelagerten untersteirischen Zone auf.

HOERNES, Bau und Bild der Ebenen 1903	HILBER 1893—1908	STUR 1871, Sausal etc.	STUR 1871, Wind. Büchel	WINKLER 1913	
Sarmatisches von Georgen, Fernitz, Gleichenberg, Graz etc.	Wie bei HOERNES	Sarmat. von Gleichenberg und Harstberg	—	Ober } Sarmaticum Mittel } Unter }	Sarmatien
Leithakalke des Sausal—Wildon etc. Oberer Sand u. <i>Cinnamomum</i> -Sandstein	Leithakalke des Sausal, Obere Sande und Schotter bei Wildon etc.	Leithakalk des Sausal etc.	Leithakalk von Platsch	Leithakalk Oberer Sand z. T.	Tortonien
Grunder Schichten von Florian; Pölsler Mergel, Oisnitzer Sand, Horizont von Pitzen (Kohlen von Köflach, Wies, Eibiswald etc.)	Florianser Tegel, Pölsler Mergel, Gamlitzer Sand, mittelsteirischer Schlier	Oberer Sand Florianser Tegel Unterer Sand von Hasreith	Oberer Sand Foraminiferenmergel Unterer Sand	Pölsler Mergel, Florianser Tegel, Gamlitzer Sand, Konglomerate von Arufels, St. Egydi, Radlkonglomerat Foraminiferenmergel Eibiswald- und Wieser Schichten	Oberes Helvetien = Grunder Sch.  Unteres Helvetien
—	Kohlenführende Schichten von Eibiswald, Wies, Köflach etc.	Schichten von Eibiswald und Sotzka		Basale marine Mergel	Burdigalien

Das Referat über die hochinteressanten Ausführungen WINKLER's möge beendet werden durch die vom Autor gegebene Übersicht der bisherigen Gliederungen des mittelsteirischen Miocäns (siehe Tabelle p. -259-).

Fr. Heritsch.

### Quartärformation.

- Berg, G.: Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1915. 67. Monatsber. No. 3. 63—82. 3 Textfig.)
- Hennig, Edw.: Die Anzahl der diluvialen Vereisungen Nordeuropas. (Naturwiss. Wochenschr. 1915. N. F. 14. Nr. 37. 577—582.)
- Salomon, Wilh.: Mitteilungen und Arbeiten aus dem geologisch-paläontologischen Institut der Universität Heidelberg. „1. Gekritzte Geschiebe“ aus dem Diluvium von Heidelberg. 2 Taf. 1 Fig. 2. Bemerkungen zu der vorstehenden Arbeit des Herrn F. BERNAUER über „Gekritzte Geschiebe“ von Heidelberg. 1 Taf. 1 Fig. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Vereins. 1915. N. F. 5/1. 26—32.)
-

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

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1916

Band/Volume: [1916](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1179-1260](#)