Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

G. Platania: Su un moto differenziale della spiaggia orientale dell' Etna. (Atti V. Congr. Geograf. Ital. Napoli 1904. 2. Sez. I. 214—219.)

Genauere Untersuchungen des Felsens von Acicastello haben ca. 6 m über dem heutigen Meere in Grotten ganz frische Korallen und Muscheln am Felsen aufgewachsen, auffinden lassen. Das deutet auf Hebung, deren Beginn mit dem großen Beben von 1169 angenommen wird, so daß die Hebung 8 mm pro Jahr betragen würde. Auch auf den Inseln bei Aci Trezza findet man sikulische Gräber, die zeitweilig untertaucht gewesen und dann wieder um 13—14 m gehoben sind. Also haben wir periodische Schwankungen der Küste bei Aci. Bei Riposto, nicht weit davon, sinkt das Land, was die versunkenen Brunnen und verschwindende Klippen beweisen. Auf der Grenze der beiden verschieden bewegten Schollen sind Erdbeben häufig, ist der Boden zerklüftet, haben die Mauern eigenartige Risse. Außerdem ändert sich nach Ricco's Bestimmungen dort plötzlich die Schwere. **Deecke.**

G. Braun: Zur Morphologie des Volterrano. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin. 1905. 771—783. 1 Karte und mehrere Taf. im Text.)

Den Gegenstand des Aufsatzes bilden die Bergschlipfe in der Gegend von Volterra, wo seit Jahrhunderten der Ton in mächtigen Rutschungen zu Tal geht und zahlreiche Ausschartungen der Gehänge veranlaßt. Bei Volterra liegt eine durchlässige, etwas zerbrochene Tafel pliocänen Sandsteins auf etwas älterem Ton. An der Grenze beider ist ein Quellhorizont, der die Tone aufweicht, abgleiten läßt und damit dem Hangenden die Stütze entzieht, so bricht ein Stück nach dem anderen in die Tiefe, bis die Sandsteine schließlich verschwunden sind und nur die Tone zutage treten, die unter Einfluß der Atmosphärilien gerundete, flachwellige, wenig angreifbare Formen annehmen. Dies wird an Beispielen und mit mehreren Bildern klargelegt. **Deecke.**

A. G. Högbom: Om s. k. „jäslera“ och om villkoren för dess bildning. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **27**. 1905. 19—36. 2 Fig.)

In diesem Artikel werden die verschiedenen Formen der sogen. „Bläherde“, d. h. wasserhaltiger, aufquellender und rutschender Sand- und Tonmassen und ihre Verteilung im Boden Schwedens zusammenfassend betrachtet. Durchtränkung mit Wasser ist die Hauptursache des Abgleitens und Aufquellens, dazu kommt Druck oder Veränderungen des Bodendruckes resp. Druckentlastung durch natürliche oder künstliche Veränderungen des Reliefs. Die Gesteine selbst sind sehr mannigfaltig, Sand, Ton, Lehm, Mergel etc. und sind in Schweden natürlich vorzugsweise Quartärsedimente. Das Sickerwasser durchfeuchtet sie, sammelt sich in oder direkt unter ihnen an und bewirkt bei seinem Austreten das Aufquellen und langsame Abgleiten in die Tiefe. Dasselbe erfolgt an sehr vielen Gehängen, Seeufern etc., geht aber meist so sachte vor sich, daß die Bäume weiter wachsen, freilich unter Verbiegung der Stämme. Eine große Rolle spielt das Abgleiten durchfeuchteter Schichten am Rande der Flüsse. Dort zeigen sich in den Talgehängen kurze eigenartige, nach hinten nicht weit zurückgreifende Scharten, die keinen erodierenden Seitenbach haben, also auch nicht durch einen solchen eingeschnitten sein können. Das Gehänge rutscht lokal zur Talsohle ab und zwingt dann mitunter den Fluß zum Abbiegen nach der anderen Seite, wo sich darauf infolge stärkerer Erosion das gleiche wiederholt. **Deecke.**

R. Sernander: Flytjord i svenska fjälltrakter. En botanisk-geologisk undersökning. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **27**. 1905. 42—84. 11 Fig.)

Man kennt aus den arktischen Gegenden eine Erscheinung, die als „Flytjord“ bezeichnet wird und deutsch „Gleit“- oder „Rutschboden“ genannt werden mag. Der gesamte Gehängeschutt befindet sich in verschieden schneller Bewegung infolge starker Wassererdurchtränkung und gleitet terrassenförmig in die Tiefe. Eigentlich ist dies nichts Neues; denn auch überall im höheren Gebirge finden wir dasselbe Phänomen, und Verf. hat es in dem schwedischen Grenzgebirge am Hamrafjäll eingehender studiert. Dort zeigt sich nun ein Unterschied zwischen noch beweglichem und zwischen festgewordenem, sogen. fossilen Rutschboden, und es werden die Vegetationsverhältnisse beider Formen eingehend behandelt. Der rezente Rutschboden zerklüftet und zerlegt sich dann terrassenartig absinkend in einzelne Streifen. Das Rutschen erfolgt stets in den kurzen Sommern nach der Schneeschmelze, sobald die in den Gehängeschutt eindringenden Sickerwasser den Boden gleitfähig machen. Flechten und Moose und kleine Phanerogamen bedecken diese Halden; erst da, wo sie fest werden, kommen Almen oder Wald zur Entwicklung, weil ja die Wurzeln immer wieder reißen und verschoben werden. Die Abhängigkeit vom Schmelzen winterlicher Schneehaufen ist ganz klar, aber ein Unterschied existiert gegen die arktischen Rutschungen, nämlich, diese erscheinen als lange schmale Schuttströme,

jene in Schweden als breite, terrassenförmige Abgleitmassen. Die interessanteste Frage des Aufsatzes ist zweifellos, wann die fossilen Gehängeschiebungen eigentlich erfolgt seien. Sie müssen zeitlich etwas zurückliegen, da sie fest geworden und bewachsen sind, aber in einer Periode kälterer Sommer entstanden sein, da sich jetzt an den Stellen Schnee nicht lange genug im Frühjahr und Sommer hält. Mit Hilfe einer eingehenden Schilderung der Vegetationsverhältnisse in Nordschweden während der Postglazialzeit kommt Verf. zu dem Resultate: nach der Vereisung folgte eine warme (atlantische) Periode, darauf eine kältere und trockene (subboreale), dann eine kalte feuchte (subatlantische) Zeit, welche erst vor relativ kurzer Frist einer Besserung des Klimas gewichen ist. Diese drei Abschnitte gehören in die *Litorina*-Zeit und der subboreale wurde als ein Teil des Bronzezeitalters in Schweden bestimmt. Damit ist also die Chronologie dieser fossilen Rutschungen ziemlich genau ermittelt. Das neueste trockene Klima brachte durch Verminderung des Schnees die Gehänge zum Stehen, bewirkte durch seine Winde aber gleichzeitig eine starke Deflation derselben derart, daß die Terrassen- und Stufenoberfläche abgeblasen und kahl wird, während an den Rändern die Vegetation in schmalen Streifen weitergedeiht. So entwickelt sich das sonderbare Vegetationsbild dieser Gehängerutsche, das schon in Finland und anderswo verschiedenen Forschern aufgefallen war. Die energische Deflation hat auch die jüngsten Moränen verändert und in grobe Schuttstreifen umgewandelt. **Deecke.**

O. Hofman-Bang: Studien über schwedische Fluß- und Quellwasser. (Bull. geol. Instit. University of Upsala. 6. 1902—1903. No. 11. 101—159. Upsala 1905.)

Zahlreiche Fluß- und Quellwasser Schwedens bilden den Gegenstand dieser ausführlichen und sorgfältigen Untersuchung. Selbstverständlich können hier nicht die Einzelheiten und die zahlreichen Analysen wieder gegeben werden; nur die allgemeinen Resultate sind kurz anzuführen. Bei den 31 untersuchten Fluß- und Bachwässern wechselt der Gehalt an gelösten Stoffen erstens in den verschiedenen Abschnitten des Laufes. zweitens mit den Jahreszeiten. Die Mündungsgebiete pflegen durch eindringendes Meerwasser salziger zu sein, Flüsse ohne Seen reicher an organischen Substanzen; unterhalb von Flußseen ist das Wasser an letzten ärmer, indem entweder eine Oxydation oder eine Ausfällung im Seebecken erfolgt. Die Winterwasser enthalten mehr Salze als die im Sommer abfließenden, weil wegen der Eisdecke die Flüsse sich hauptsächlich aus den mineralreicheren Quellwassern speisen. Die schwedischen Flüsse des Urgebirges sind fast frei von Cl, Mg, Ca, enthalten hauptsächlich Alkalien und Kieselsäure. Sobald aber, wie beim Indalself, silurische Gebiete durchströmt werden, steigt der Salz- resp. Kalkgehalt sofort. Im allgemeinen beziehen diese schwedischen Ströme ihre feuerfesten Bestandteile aus dem Grundgebirge, welches nur durch chemische Verwitterung diese hergeben

kann. Die Alkalien stammen aus den Feldspaten, das Chlor aus Apatit oder eingeschlossenen Salzlösungen. Trotzdem ist die Abtragung auf diese Weise recht bedeutend, z. B. im Klarself 10 t, im Indalself 15 t, in der Fyriså 30 t jährlich pro Quadratkilometer. Freilich stehen diese Zahlen weit hinter Rhein, Lorenzstrom, Missisippi zurück und nur der Amazonas nähert sich ihnen, übertrifft sie aber.

Im zweiten Abschnitt werden Quellwasser behandelt, vor allem kalkhaltige Quellen der diluvialen Åsar, der Diluvialmergelgebiete und andere. Ferner zeigt sich in allen einst vom Meere bedeckten Landstrichen ein gewisser Chlorgehalt, der langsamem Auslaugungsprozesse zukommt (Ronneby), vereinzelt (Helsingborg) starke Soledurch Auflösung älterer Salzlager. **Deecke.**

E. Philippi: Windwirkungen, beobachtet auf der deutschen Südpolarexpedition. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **56**. - 64—67 -. 1904.)

Auf der Capverden-Insel St. Vincent treibt der Nordostpassat die Dünensande in den Tälern der Ostseite aufwärts, so daß sie die Gebirgskämme zuweilen in bedeutenden Höhen (bis zu 200 m) überschreiten, jenseits dieser Kämme lagert sich der Sand im Windschatten in Formen ab, die täuschend an Gletscherzungen erinnern, und wird von hier durch Regengüsse in die Küstenebene hinabgeführt, wo er Material zur Bildung von Binnendünen liefert.

Auf der Cap-Halbinsel bewirken nur die Südoststürme der trockenen Jahreszeit gewaltige Sandwanderungen — die Nordweststürme des Winters scheinen einflußlos zu sein. Von den Sanden eingehüllte Holzteile der Vegetation verkalken und verkieseln auffallend schnell; Stücke von Tafelbergsandstein werden unter den gleichen Verhältnissen durch im Sande zirkulierende, an Humussäure reiche Gewässer mit einer braunen Eisenmangankruste überzogen. Schalen von marinen Mollusken werden bis über 200 m hoch transportiert.

Die außerordentlich häufigen und starken Weststürme auf Kerguelen haben nur eine geringe korrodierende Wirkung, teils wohl wegen des Fehlens von Quarzsanden, teils wegen der die schwersten Stürme begleitenden Regengüsse, welche die feinsten Teile niederhalten. Die vorhandenen Flugsande bauen sich vorwiegend auf aus wasserklaren Sanidinkriställchen, denen sich kleine Bröckchen basaltischer Lava beimischen; an anderen Stellen finden sich Bimssteinstückchen von Erbsen- bis Haselnußgröße. Diese Gebilde deuten auf das Vorhandensein eines tätigen Vulkans im westlichen Kerguelen, der trachytische oder liparitische Produkte liefert.

Auf den Eisfeldern der Antarktis bringt der Wind nie Schneedünen senkrecht, sondern ausschließlich lange Wehen in der Windrichtung hervor; heftige Stürme keilen die Schneekristalle in diesen Wehen so fest ineinander, daß die Masse sich mit der Säge bearbeiten läßt. **Milch.**

Cyr. Ritter von Purkyně und V. Spitzner: Rätselhafte Quarzit- und Konglomeratblöcke in der Gegend von Pilsen in Böhmen und auf dem Plateau von Drahany in Mähren. (Anz. d. naturw. Klubs in Proßnitz f. 1903. 117—127. 1904. Böhmisch.)

Fr. Slavik: Bemerkung zu demselben Aufsatze. (Ibid. 1904/05. p. 120.)

Bei Pilsen fand Purkyně an verschiedenen Orten im Karboneluvium oder im Grunde der mächtigen Schotterablagerungen des Terrassendiluviums Blöcke von wenigen Zentimetern bis zu 1 cbm Größe, welche aus Quarzit oder Konglomerat bestehen; das letztere besteht aus Quarz- und Kieselschiefergeröllen, das Cäment ist gleichfalls quarzig. Ferner fand er dieselben Blöcke bei Scheles, Podersam, Pladen und besonders häufig bei Bilin. Weder im älteren Paläozoikum noch im Permokarbon Westböhmens oder in der ganzen böhmischen Kreideformation gibt es ähnliche Gesteine; dafür fand Spitzner ganz kongruente Quarzite und Konglomerate in ganz Mittelmähren: westlich von Proßnitz am Rande des Plateau von Drahany, am Südrande desselben bei Wischau und Nezamyslic, bei Konic, im mährischen Karst bei Sloup und Blansko; v. Camerlander führt sie auch aus der Gegend von Prerau an, Wolf aus der Umgebung von Znaim; die Seehöhe all dieser Vorkommen schwankt zwischen 260—400 m. Beide Verf. erklären sich für das miocäne Alter dieser Sedimentgesteine als das wahrscheinlichste.

Slavík führt in der Notiz noch die Vorkommen von Gesteinen an, die mit den Pilsener vollständig übereinstimmen, in der Gegend von Třebič in Westmähren (Unterkloster, Oslavany). F. E. Suess hielt sie für kretazeisch, nach der Darstellung Purkyně's und Spitzner's ist jedoch das miocäne Alter auch für sie das wahrscheinlichste. Diese Funde vermitteln gewissermaßen eine Verbindung zwischen den mährischen und böhmischen Vorkommen. **Fr. Slavik.**

Petrographie.

K. Wohnig: Trachytische und andesitische Ergußgesteine vom Tepler Hochland. (Arch. f. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. **13.** No. 1. 245. 1 Taf. Prag 1904.)

Das Tepler Hochland, welches sich vom Egertal südlich bis zum nördlichen Böhmerwald, südöstlich bis in das Tal der Střela erstreckt, besteht aus Hornblende- und Glimmerschiefern sowie Gneisen, im SO. aus Phylliten; von jüngeren Formationen tritt Permocarbon und Tertiär auf. Die tertiären Ergußgesteine der Gegend sind Trachyte, Andesite und Basalte; die petrographische Beschaffenheit dieser Gesteine, ausgenommen das Karlsbader Gebirge, weicht erheblich von derjenigen der Gesteine vom Duppauer Gebirge ab, sie sind das Produkt eines eigenen eruptiven Feldes.

Die Gegend wurde in den letzten Jahren von Laube geologisch aufgenommen; von dem von ihm gesammelten Materiale wurden in der vor-

liegenden Arbeit Trachyte und Andesite beschrieben. Es sind dies folgende Vorkommen:

A. Trachyte: 1. Am Spitzberg zwischen Stift Tepl und Neumarkt bildet gelblichweißer Trachyt eine Quellkuppe. Makroskopisch zeigt er viele nach M tafelförmige Feldspateinsprenglinge und sechsseitige Glimmerblättchen; u. d. M. erweist sich die Struktur als holokristallin-porphyrisch mit ausgesprochen trachytoidem Charakter und hypidiomorpher Ausbildung der Grundmasse. Die Feldspäte I. Generation sind vorherrschender Sanidin und Andesin von der Zusammensetzung $Ab_4 An_3$; auch in der Grundmasse sind beiderlei vertreten, die Plagioklase etwas saurer. Quarz ist überaus spärlich in der Grundmasse als letztes Erstarrungsprodukt angetroffen worden. Biotit ist sehr häufig magmatisch korrodiert; als Neubildungen entstanden hierbei Magnetit und farbloser Augit.

2. Südöstlich vom vorigen, am Stenzkerberg, tritt der Trachyt in Lakkolithform auf. In I. Generation enthält er ausschließlich Sanidin, der auch in der Grundmasse in leistenförmiger Ausbildung stark überwiegt; sonst besteht die letztere aus Akmit-Augit, dunklem Glimmer und Magnetit.

3. In der „Mordloh" ist ebenfalls ein Lakkolith aufgeschlossen, welcher, abgesehen vom Mangel an Glimmer, dem vorigen ganz ähnlich ist. Die Sanidineinsprenglinge besitzen einen auffallend großen Achsenwinkel:

$$2\,E_{Na} = 77^0\,18'\,7'' \text{ (Mittel)}$$
$$2\,E_{Li} = 78^0\,9'\,22''.$$

B. Andesite. Das Vorkommen von Andesit im Gebiete, und zwar am Doubravicer Berg bei Manětín, hat V. Hansel (Min.-petr. Mitt. 21, 4. Heft) zuerst konstatiert; Laube's Aufnahme fügte noch drei weitere Vorkommen hinzu:

1. Der Prochomuter Berg, eine domartige Kuppe, besteht aus einem hellgrauen Gestein fast ohne größere makroskopische Einsprenglinge. Der Feldspat der Einsprenglinge ist ein saurer Oligoklas $Ab_{12} An_1$, der der Grundmasse stimmt mit ihm zumeist überein, doch kommen in der letzteren auch Orthoklasindividuen vor. Die tiefbraune Hornblende tritt als spärliche Einsprenglinge auf, der monokline Pyroxen bildet unregelmäßige Fetzen und ist ein grüner, seltener farbloser Ägirin-Augit. Titanit häufig. In Größe und Gestalt besteht ein kontinuierlicher Übergang zwischen Grundmasse- und Einsprenglingsfeldspaten.

2. Der Tschebon-Branischauer Berg stellt einen Strom dar; die Absonderung seines Andesits ist plattig oder rhomboidal-klötzenförmig. Die Struktur ist deutlich holokristallin-porphyrisch, mit häufigen Fluktuationsphänomenen. In I. Generation treten basischer Plagioklas, bisweilen mit einem Sanidinmantel umgeben, Augit und Hornblende auf, in der Grundmasse die zwei ersteren. Akzessorisch kommt Titanit, Magnetit und Apatit, sehr spärlich auch Olivin vor. Der Augit ist ein gewöhnlicher basaltischer.

3. Der Spitzberg bei Praßles (b. Luditz) ist eine Quellkuppe und besteht in der Mitte aus einem schwarzen, an der Peripherie aus einem

rötlichgrauen Gesteine. Das erstere bezeichnet Verf. als „basaltischen Andesit"; es unterscheidet sich vom gewöhnlichen Andesit durch einen etwas kleineren Gehalt an Feldspateinsprenglingen und Apatit, den gänzlichen Mangel an Titanit und einen großen Gehalt an Augit und Erzen, die die schwarze Farbe bedingen. Die Plagioklase der I. Generation gehören der Labradorit-Bytownitreihe an, die der Grundmasse sind etwas saurer. Die Hornblendeeinsprenglinge sind auch hier teilweise oder total magmatisch resorbiert. Bisweilen vorkommende Mandelräume sind mit Natrolith ausgefüllt. — Das rötlichgraue, rauhe Gestein ist ein holokristallin-porphyrischer Andesit, dessen Augit diopsidähnlich ist und Hornblende intensive Resorptionserscheinungen aufweist. **Fr. Slavik.**

O. Pohl: Basaltische Ergußgesteine vom Tepler Hochland. (Arch. f. d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. **13**. No. 3. 72 p. 2 Taf. 1 Übersichtskarte. Prag 1905.)

Aus demselben Gebiete wie die von Wohnig (s. vorhergehendes Ref.) beschriebenen Trachyte und Andesite untersuchte Verf. die von Laube bei seiner geologischen Aufnahme Westböhmens gesammelten Basalte von folgenden Lokalitäten.

I. Die Nephelinbasanite herrschen bei weitem vor. Im westlichen Teile des Gebietes, d. h. im Karlsbader Gebirge, dem Kaiserwalde und dem Tepler Rang, gehören zu ihnen die Gesteine: vom Schloßberg bei Pickenhammer südlich von Karlsbad (von Martin in Verh. geol. Reichsanst. Wien 1900, ref. dies. Jahrb. 1903. I. -237- als Nephelinbasalt bestimmt), vom Kohlingersteig bei Schlaggenwald, vom Huretzberg bei Petschau, von der kleinen Glatze bei Marienbad, und vom Klunger bei Zaltau; im nordöstlichen Teile um Luditz: Hahnenkluppberg bei Deutschkillmes, Kuppe südlich von Buchau z. T., Galgenberg bei Buchau z. T., Miroditzer Berg, Netschetiner Spitzberg und Chlum bei Manětín; im südöstlichen Teile bei Neumarkt und Weseritz: Pollinkenberg bei Girsch, Radischer Berg und Ziegenberg zwischen Scheibenradisch und Weseritz, sowie Vogelherdberg und z. T. Schwamberg südwestlich vom letztgenannten Orte. Sie sind makroskopisch dicht, im allgemeinen dunkel, nur einige, z. B. das Gestein des Radischer Berges, sind heller. Olivin ist fast immer, Augit häufig in makroskopisch sichtbaren Einsprenglingen vorhanden; der erstere ist farblos, oft zu Iddingsit oder Serpentin umgewandelt, der andere ein Basaltaugit. In der Grundmasse überwiegt meist Augit und Magnetit, daneben tritt der stets allotriomorphe Nephelin und basischer Plagioklas auf, welch letzterer gewöhnlich leistenförmig, bisweilen aber auch allotriomorph ist. Akzessorisch kommt sehr häufig Biotit, selten Leucit vor. Öfter ist auch eine Glasbasis vorhanden. Nach dem Gesagten ergibt sich die Charakteristik dieser Nephelinbasanite als Übergänge zu den Nephelinbasalten.

II. Die Nephelintephrite sind viel seltener, ihnen gehören nur vier Vorkommnisse an: Kuppe südlich von Buchau und Galgenberg bei B

zum Teile, der Schloßberg bei Weseritz und Höllberg bei Netschetin; nur der Mangel an Olivin unterscheidet sie von den vorigen.

III. Die Nephelinbasalte fehlen dem südöstlichen Teile; in der Gegend von Luditz gehört hieher der Zangberg (Langer Berg) bei Luditz — auf der Karte durch ein Versehen als ein Nephelinbasanit eingezeichnet — sowie der Hanneshübl und eine andere Kuppe westlich von Tyß; im westlichen Teile ein Teil der Gesteine des Podhornberges bei Marienbad und der Koppenstein bei Petschau. Die Nephelinbasalte sind dicht, schwarz, mit zahlreichen und großen Olivinen; auf dem Hanneshübl wurde auch der Picotit als Einsprengling gefunden, fast überall der Augit. Die Grundmasse besteht aus Augit, Nephelin, viel Magnetit und Glas. Biotit ist ein häufiger, Leucit ein seltener Nebengemengteil. Der Nephelinbasalt vom Podhorn ist stark polarmagnetisch, auch sämtliche andere Nephelinbasalte wirken deutlich auf die Magnetnadel.

IV. Nephelinit ist durch Stelzner's Arbeit vom Podhornberge bei Marienbad bekannt, Verf. fügt noch den Tonberg bei Luditz hinzu.

V. Leucitbasalte gehören wie die übrigen Leucitgesteine dem östlichen Teile des Gebietes an; ihre Vorkommen sind: der Gessingberg, Johannesberg und Matschischkabühel bei Lachowitz, Schloßberg bei Luditz und Badstübler Berg bei Chiesch. In I. Generation enthalten die Leucitbasalte Augit, Leucit und Olivin, in der Grundmasse außer denselben noch Magnetit, Nephelin und Glas. Biotit ist häufig, Hornblende selten.

VI. Leucitbasanit ist nur das Gestein vom Pollikenberg bei Teusing, welcher nur durch die Anwesenheit von (allotriomorphem) Plagioklas sich von den Leucitbasalten unterscheidet.

VII. Leucitnephelinbasanite kommen auf dem Glatzeberg bei Gabhorn und auf dem durch sein Vorkommen von großen Hornblenden bekannten, mehrfach schon beschriebenen Wolfsberg bei Černošín vertreten.

VIII. Feldspatbasalte sind ziemlich häufig und verschiedenartig. Die Gesteine vom Schafberg und Schwamberg bei Weseritz sind z. T. schlackig ausgebildet und nähern sich am meisten den typischen Feldspatbasalten, aus Augit und Olivin in I., Augit, leistenförmigem Plagioklas und Magnetit in II. Generation bestehend. Der Basalt von der Glatze bei Königswart enthält in der Grundmasse viel Biotit, und bildet somit unter den nephelin- und leucitfreien Basalten eine Ausnahme; sekundär erscheint hier ein Zeolith, der wahrscheinlich zum Desmin zu stellen ist. Der Feldspatbasalt von der Hůrka bei Pavlovic zeigt z. T. statt des leistenförmigen einen allotriomorphen Plagioklas in der Grundmasse und außerdem sehr viel Glas. Die Gesteine vom Höllberge bei Netschetin und vom mächtigen Wladarsch bei Chiesch sind Übergänge zu Andesiten, indem in ihnen zahlreiche Hornblendeeinsprenglinge auftreten und der Olivin seltener wird.

IX. Magmabasalt weist nur einen Fundort auf, nämlich den Fuchsberg bei Deutsch-Killmes: Augit, Olivin und Magnetit sind in einer braunen glasigen Grundmasse eingebettet.

X. Andesite sind bereits von K. Wohnig (siehe das vorhergehende Ref.) beschrieben worden; neue Vorkommen sind: die Buchenhöhe bei Schlaggenwald, Doubrawitzer- und Mössing-Berg bei Netschetin. Es sind Übergangsgesteine zu den Feldspatbasalten, indem Plagioklaseinsprenglinge in ihnen höchst spärlich sind; da aber die Augite von diopsidartigem Habitus sind und der Olivin gänzlich fehlt, so sind diese Gesteine doch als Andesite zu bezeichnen, obwohl sie viel dunkler sind als typische Andesite.

Alle Gruppen von Eruptivgesteinen hängen aufs innigste zusammen und sind durch Übergänge verbunden; diese Übergänge lassen sich auch an der beigegebenen Karte in der lokalen Verteilung der Eruptionen verfolgen. Ein Ursprung aus gemeinsamem Magma erscheint für sie höchst wahrscheinlich. **Fr. Slavik.**

H. Rühlmann: Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Eruptivgesteinen in der Gegend zwischen Böhmisch-Kamnitz und Kreibitz. (Sitzungsber. d. Ver. „Lotos". Prag 1904. 169—217; auch Inaug.-Diss. Leipzig 1905.)

Östlich vom Ausfluß der Elbe aus Böhmen ist der Quadersandstein an zahlreichen Stellen von jungvulkanischen Gesteinen durchbrochen, die zum größeren Teile zu den Basalten, zum kleineren zu den Phonolithen gehören. Dieselben sind um zwei Zentren gruppiert: den Ottenberg im Westen und den Kaltenberg im Osten und bilden um diese herum mehrfach konzentrische, nach Norden oder Nordwesten offene Bogen. Die erstere Gruppe umfaßt 19, die zweite 37 Vorkommen, über die Verf. eine Lokalbeschreibung mit kurzen petrographischen Charakteristiken gibt. Sodann folgt eine Beschreibung der untersuchten Gesteinsarten.

A. Alkalifeldspatgesteine finden sich in der Südostecke des Gebietes; makroskopisch sind sie alle phonolithähnlich, u. d. M. erweisen sie sich als

1. **Trachyte**: Augittrachyt vom Breiteberg, mikroskopisch, fluidal struiert, und Sodalithtrachyt vom Wüsten Schloß und vom Schieferberg. Die porphyrischen Plagioklase und mikroporphyrischen Sanidine sind von zahlreichen Pyroxeneinschlüssen erfüllt, Einsprenglinge von Pyroxen selten, akzessorisch Titanit häufig. Sodalith in idiomorphen isotropen Kristallen, die durch Verwitterung schwach gelb und anomal werden.

2. **Phonolith** vom Hohen Himpelsberg. Porphyrisch ausgeschiedene Sanidine selten, in der Grundmasse Sanidin, Nephelin und Pyroxen, kein Plagioklas.

3. **Phonolithoider Andesit-Trachyt** von „Eschlers Folgen" und nordöstlich davon bei Signal 506,1. Schon makroskopisch sind Einsprenglinge von Pyroxen, Hornblende und Feldspat sichtbar; die Feldspäte erster Generation sind Plagioklase mit einem Sanidinrande. Pyroxen sehr häufig, mit lebhaftem Pleochroismus (bräunlichgrau, grünlichbraun, violett), ebenso Hornblende; Nephelin und Magnetit spärlich, braune, trichitisch entglaste Basis; akzessorisch Apatit und Titanit. Das Gestein steht sehr nahe dem

Gauteit Hibsch's, nur wird der in demselben bisweilen vorkommende Sodalith hier durch den Nephelin ersetzt.

B. Gesteine mit vorwiegendem Kalknatron- oder Kalkfeldspat sind Andesite, Feldspatbasalte, Monchiquite, Nephelinbasanite und -tephrite, ein Nephelinbasalt, Magmabasalte und Augitite.

4. Die **Andesite** setzen den Maiberg und den Büchsberg in der ersten, den Noldefelsen und Trompeterstein in der zweiten Eruptionsgruppe zusammen und sind durch ganz allmählichen Übergang mit den Feldspatbasalten verbunden.

Die Hornblendeandesite (Büchsberg und das Signal 450,2 m bei Kunnersdorf) sind Gesteine mit farbloser Basis und viel zart leistenförmigem Plagioklas, mit Einsprenglingen von brauner Hornblende, deren äußerer Teil magmatisch durch tiefbraune, wahrscheinlich dem Ilmenit angehörende Kölbchen, Augit und Plagioklas ersetzt ist. Augite von meist grüner Färbung finden sich mikroporphyrisch, Biotit allotriomorph in der Grundmasse. Entglaste bräunliche und grünliche Basis enthält viel Augitmikrolithe.

Die pyroxenführenden Hornblendeandesite (Maiberg, Noldefelsen) enthalten in der sehr feinkörnigen Grundmasse Magnetit, Augit, Plagioklasmikrolithe und farbloses Glas, in erster Generation braune Hornblende und Plagioklas und mikroporphyrischen Augit. Gegen den Kontakt hin enthält das Gestein des Noldefelsen winzige goldgelbe Olivine.

Der Augitandesit vom Trompeterstein und dem benachbarten Vorkommen hat eine strukturelle Ähnlichkeit mit den Santorinlaven von 1866: ein filziges Aggregat sehr fein fluidal angeordneter Mikrolithe wird von einer blaßgelben Glasbasis durchtränkt; die Einsprenglinge von Plagioklas und Augit sind jedoch nicht scharf kristallographisch begrenzt. Apatit ist sehr häufig, Olivin und Hornblende fehlen. Das zweite Vorkommen fällt durch seine großen, bis 0,3 mm messenden Magnetitkörner auf.

5. Die **Feldspatbasalte** sind der verbreitetste Gesteinstypus des Gebietes; ihnen gehören die beiden Hauptgipfel, der Ottenberg und Kaltenberg, an. Ihr Plagioklas ist zumeist leistenförmig, nur selten nach (010) tafelförmig, auch in „leptomorph-poikilitischer" Ausbildung: man gewahrt in der Grundmasse große, nicht gleichmäßig kristallographisch begrenzte, nach außen verschwimmende Felder von Plagioklas, erfüllt mit den Komponenten der Grundmasse, also eine an Nephelin mehr bekannte Erscheinungsform, welche auch aus den Basalten des Duppauer Gebirges (Clements) und den Nephelinbasaniten des Tepler Hochlandes (O. Pohl, siehe das vorhergehende Ref.) beschrieben worden ist.

Der porphyrisch auftretende Augit ist gewöhnlich idiomorph, braun bis braunrot, mit stark pleochroitischem, oft violettem Rande und grünem Kerne; sehr häufig ist der Augit korrodiert, manchmal sind angeschmolzene Augite teilweise in hellgrünen diopsidartigen Körnchen wieder auskristallisiert.

Der Olivin ist makroporphyrisch, als Einschlüsse enthält er Gasporen, Glaströpfchen, Magnetit und Spinell; oft ist er total serpentinisiert.

Akzessorisch kommt Magnetit, Pyrrhotin, Ilmenit, ein isotropes dunkelbraunes Mineral, das vielleicht zum Schorlomit zu stellen ist, Biotit, Apatit und die meist magmatisch korrodierte oder ersetzte Hornblende vor.

Die Basis ist teils intersertal, teils durchzieht sie das Gestein in dicken Adern; sie fehlt fast nie. Gewöhnlich besteht sie aus schokoladebraunem, gelbem oder grünem isotropen Glas, oft mit Trichitenbildungen, deren Substanz wohl Titaneisen ist. Bei der Ätzung mit HCl bleibt die frische Basis meist unverändert.

Sekundär kommen Zeolithe (wohl Natrolith, dann Analcim und ? Desmin), Kalkspat und Chalcedon vor.

Olivinfrei erwiesen sich von diesen Basalten ein Teil der Gesteine vom Kaltenberg, das benachbarte Vorkommen vom Signal 481,5 und das vom Kleinen Fischberg; dieselben vermitteln den Übergang zu den Andesiten, sind aber wegen des geologischen Zusammenhanges hierher zu stellen.

Die Natur der meisten Vorkommen ist eine deckenartige; in Übereinstimmung mit der Hazard'schen Theorie verliert sich manchmal die Hornblende gegen den Fuß des Berges, wo die Decke entfernter vom Schlote ist.

6. **Monchiquitähnliche Gesteine** sind von den hornblendeführenden Feldspatbasalten durch die Gegenwart von Nephelin und bisweilen Biotit zu unterscheiden. Hierher gehört z. B. das Vorkommen vom Buchhübel nördlich vom Kaltenberg, von dem die Entscheidung, ob es ein Gang im Basalt oder eine Fazies derselben ist, nicht getroffen werden kann. Makroskopisch schwarz, pechglänzend, fast obsidianartig; als Einsprenglinge treten Olivin, braune Hornblende und Augit auf. Mandelräume schön entwickelt (Großer Fischberg), vorherrschend mit Analcim erfüllt.

7. Nephelinbasanit findet sich nur am Buchhübel und unterscheidet sich nur durch die Anwesenheit des Nephelins vom Feldspatbasalt.

8. Nephelintephrit ist an einer Stelle (Schwarzer Berg) ein augitführender basaltischer Tephrit, an fünf anderen ein ägirin- und sanidinführender Phonolithtephrit (Lehnertshübel, Signal 535,1 u. a.). Das erstere Gestein enthält fast vollständig resorbierte Hornblende, das andere große tafelförmige Plagioklaseinsprenglinge, akzessorisch barkevikitische Hornblende und Nosean.

9. Nephelinbasalt, nur nördlich von der „Rulle", mit leptomorphem Nephelin und auffallend langgestreckten Augitkriställchen.

10. Magmabasalt kommt oft als glasreiche Randfazies des Feldspatbasaltes vor und führt violettbraune Augiteinsprenglinge und große Magnetitkörner; in der Grundmasse Kölbchen von Titaneisen. Olivin serpentinisiert, Pseudokristalle nach Hornblende aus Augit, Plagioklas und Titaneisen bestehend.

11. Der Augitit tritt am Kaltenberge ähnlich als Fazies auf; von den vorigen nur durch den Mangel an Olivin verschieden.

Die Tuffe sind fast durchweg Tuffite, d. h. enthalten allothigenen Quarz; sie gehören den Feldspatbasalten, Tephriten, Magmabasalten und Augititen an; es sind Brockentuffe mit glasreichen Bröckchen, Augit-

splittern, rundgeschmolzenen Hornblenden, im Zement z. T. mit viel Olivin und Quarz. Die Tuffe bei 480,8 und im Zeidelsgrund sind sehr palagonitreich, ihre Brocken bestehen vorwiegend aus grauem, gelbem bis schwarzbraunem Glase, das Zement ist zeolithisch.

Exogene Einschlüsse bestehen aus anderen Basaltvarietäten, Plagioklastafeln, Quarzkörnern, die dem durchbrochenen Quadersandstein entstammen, Brocken von Sandstein und Mergel. Um die Quarzkörner haben sich diopsidartige Augite angeordnet, oft noch von Körnchen basaltischen Augits umgeben. Die Brocken von Sandstein sind gefrittet, oft auf ähnliche Weise umsäumt, die von Mergel basaltjaspisähnlich umgewandelt.

Endogene Einschlüsse sind Nester von Sanidin, wohl auch die korrodierten Hornblendekristalle mit Titaneisenkölbchen (vergl. ZIRKEL, Urausscheidungen der rheinischen Basalte), im Kaltenbergbasalte reichliche Olivinknollen mit farblosem Enstatit, mit einer farblosen körnigen Zone eines unbestimmbaren Minerals vom Gesteine getrennt. Wahrscheinlich gehören hierher auch Feldspat- und Quarz-Feldspat-Aggregate (Petersberg); in ihnen bildet hier und da der Augit eine schriftgranitische Verwachsung mit Feldspat und treten noch andere Strukturerscheinungen auf, die den in der ZIRKEL'schen Arbeit über die Urausscheidungen beschriebenen vollkommen gleichen. **Fr. Slavik.**

Fr. Slavik: Zwei Kontakte von mittelböhmischem Granit mit Kalkstein. (Abh. böhm. Akad. d. Wiss. 1904. No. 12. 20 p. 1 Taf. Deutscher Auszug im Bull. internat. ders. Akad.)

1. Auf der Höhe Obora bei Kocerad nordöstlich von Benešov ist ein der Ondřejover Schieferscholle zugehöriger Kalkstein durch Granit metamorphosiert worden. Der körnige Kalkstein enthält akzessorisch Graphit, Pyrit, Chondrodit, Prehnit, farblosen Glimmer, Chlorit und ein serpentinartiges Mineral mit negativem Charakter der Faserrichtung; eine Partie besteht aus langgestreckten Calcitindividuen, Quarzsäulen und schmutziggrüner Chloritsubstanz.

Die Kalksilikathornfelse — statt dieses langen Namens wird hier die Anwendung des älteren Lokalnamens Erlane in Vorschlag gebracht — wechseln ihre Beschaffenheit von Stelle zu Stelle und enthalten Diopsid, Anorthit, Zoisit, Klinozoisit, Granat, grüne Hornblende und Idokras (?); ihre Struktur ist teils die gewöhnliche Pflasterstruktur, teils aber deutlich porphyrisch. Analyse (F. KOVÁŘ) lieferte:

SiO_2 44,62, Al_2O_3 19,69, FeO 8,61, MnO 0,50, CaO 22,85, MgO 1,69, (Alkalien Spur), CO_2 1,27, H_2O und organische Substanz 0,77 (Differenz); Sa. 100,00. Dichte = 3,00.

Dies führt auf ein fast äquimolekulares Gemisch von Anorthit und eisen- und kalkreichem Diopsid. Die in zwei Phasen stattgefundene Kristallisation der porphyrischen Partien weist auf eine Zufuhr von SiO_2 bei der Kontaktmetamorphose hin (vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 661—666, wo ein weiterer Beleg aus Predazzo angeführt wird). Der

Granat ist überall jünger als andere Gemengteile und z. T. aus ihnen entstanden.

2. Bei Lang-Lhota unweit Neveklov (westlich von Benešov) sind die Erlane durchwegs dicht und auch hier zeigt sich in ihnen der Granat als das Produkt der stärkeren Metamorphose; außer Diopsid, Plagioklas und Granat enthalten sie stellenweise auch Biotit, Orthoklas, Skapolith, Oligoklas und Quarz, an anderen Stellen auch Wollastonit und Tremolit. Der Granit erlitt an dieser Stelle eine endomorphe Veränderung, durch welche teils in Schlieren als Randfazies, teils in Gängen auftretende Pyroxenaplite entstanden sind; deren Pyroxen ist ein Salit mit deutlicher Absonderung nach (001) mit schwachem Pleochroismus: in Lamellen nach (001) // b bräunlich ins Olivengrüne mit größerer Absorption, ⊥ b heller und mehr ins Gelbliche; in Spaltungsstücken nach (110) // c heller, grünlichgelblich, ⊥ c dunkler, gelblichgrünlich. Auslöschungsschiefe auf (110) = 39°. Weitere Bestandteile dieser Aplite sind Orthoklas, Oligoklas, grünlichbraune Hornblende, Biotit, Quarz, Titanit, selten Muscovit; sekundär Calcit und Prehnit. **Fr. Slavik.**

Marie Slavik: Gabbrodiorit von Ober-Břežany. (Sitzungsber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1904. No. 27. 14 p. Mit 1 Taf. Böhmisch.)

Der Gabbrodiorit von Ober-Břežany (nördlich von Netvořic) ist eine Fazies des mittelböhmischen Granits. Seine Bestandteile sind: Plagioklas, zum größten Teil Labradorit, teils auch Bytownit und Andesin, nur unvollständig kristallonomisch begrenzt, mit schmalen (010)-Flächen. Seine oft zweifache Zwillingslamellierung ist nicht sekundär, da eingeschlossene Nadeln von Hornblende ungestört die Lamellen durchsetzen. Außerdem enthält der Plagioklas Nadeln, Körner und kurze Säulchen von Erzen, z. T. Magnetit und Ilmenit. Es scheint, daß die Erze hauptsächlich in älteren Plagioklaspartien konzentriert sind. Hornblende ist gewöhnlich innen braun, mit eingeschlossenen Erzen, randlich lichtgrün, ganz an der Peripherie stärker bläulich- oder bräunlichgrün, ohne Erze. Mit der Färbung ändert sich der Auslöschungswinkel nicht, während die Doppelbrechung in blasseren Partien größer und die Lichtbrechung kleiner wird — also führen wahrscheinlich die stärker gefärbten Stellen mehr Sesquioxyde. Außerdem enthält das Gestein Aggregate von Körnern grünlicher oder auch bräunlichgrünlicher Hornblende. Der Pyroxen ist zum größten Teil Diallag, teils auch normaler Augit, selten Hypersthen. Der Diallag ist stark pleochroitisch, c grünlich, b rötlich, a stärker rötlich; der Augit entweder rötlich, diabasisch oder schwach grünlich diopsidartig; der letztere ist jünger als Diallag und umsäumt diesen ähnlich wie die Hornblende. Olivin ist älter als Diallag und enthält auffallend viel Erzeinschlüsse; vom Plagioklas wird er immer durch einen Saum von Hornblende getrennt, die oft Wachstumsformen von Spinell einschließt. Akzessorisch tritt noch Biotit und Apatit auf. Sekundäre Hornblende enstand teils aus Pyroxen, teils aus Olivin: aus jenem Aggregate von blaßgrünlicher Horn-

blende, die gegen den Rand zu kräftiger gefärbt sind und Spinell einschließen; aus diesem ähnliche Aggregate; da auch diese Spinell enthalten, ist zu schließen, daß auch im ersten Falle der Spinell durch eine magmatische Korrosion entstand und seine Tonerde von außen erhielt. Neben Spinell tritt auch Magnetit auf. Hier und da entstand durch die Korrosion des Olivins auch bräunliche, von Magnetit durchdrungene Hornblende.

Die Beschaffenheit der Gemengteile des beschriebenen Gesteins findet zahlreiche Analoga in den früher schon von Barvíř und seinen Schülern beschriebenen Granitfazien und Ganggesteinen aus Mittelböhmen, deren genetischer Zusammenhang somit durch neuen Beleg gestützt erscheint.

Fr. Slavik.

Fr. Slavik: Studien über den Mieser Erzdistrikt und einige seiner Mineralien. (Abh. böhm. Akademie. 1905. No. 19. 44 p. [Böhmisch.] Deutsches Résumé im Bull. intern. de l'Acad. Prague.)

Im ersten Teil der Arbeit „Über Phyllite und Eruptivgesteine der Umgebung von Mies" werden die von Erzgängen der Bleiformation durchsetzten Phyllite mit den präcambrischen Příbramer Schiefer des gegen Osten benachbarten Gebietes von Pilsen usw. verglichen und auf Analogien verwiesen, die einer Zusammengehörigkeit all dieser Schiefergesteine das Wort reden; auch bei Mies (am linken Flußufer oberhalb der Stadt) wies Verf. Einlagerungen von polymikten, grauwackenähnlichen Gesteinen nach, deren Wechsel mit Tonschiefern für das Präcambrium von Pilsen, Rakonic, Pürglitz, der Umgebung von Prag etc. geradezu charakteristisch ist. Die Struktur der Phyllite ist z. T. helicitisch, Überreste von klastischen Elementen nicht allzu häufig, aber doch vorhanden, Kontaktminerale fehlen. Die Unterschiede der Mieser Phyllite gegenüber den östlicheren Schiefern: höhere Kristallinität, größerer Gehalt an sericitartigem Glimmer und Quarzinfiltrationen, ein kleinerer an klastischen Elementen — lassen sich wohl durch die Nähe des Kladrauer Granitmassivs erklären.

Auch die Eruptivgesteine, sämtlich den Diabasmagmen angehörend, weisen Analogien mit jenen des östlicheren Gebietes auf. Die sehr zersetzten dichten Lagerdiabase aus den Erzgängen scheinen den Spiliten der Pilsener etc. Gegend zu entsprechen, während intrusive Gänge von einem feinkörnigen Uralitdiabas im Tale von Střela oberhalb Plasy ihre Analoga haben.

Der zweite Teil behandelt die Kristallformen und das Vorkommen des Mieser Baryts und Anglesits. **Fr. Slavik.**

F. E. Middleton: On the Wash-outs in the Middle Coal-Measures of South Yorkshire. (Quart. Journ. Geol. Soc. **61**. 339—344. London 1905. Mit mehreren Abbild. u. 1 Kärtchen.)

Bei Aldwarke und Thrybergh in Yorkshire liegen drei Hauptkohlenflöze übereinander, das $7\frac{1}{2}$ Fuß dicke Barnsley-Flöz, das 5 Fuß dicke

Swallow-Wood-Flöz und das 4½ Fuß dicke Parkgate-Flöz. Das dritte liegt 240 Yards (Ellen) unter dem ersten, das zweite 60. Beim Abbau der Kohle stellte es sich nun heraus, daß mitten in dem oberen und unteren Lager die Kohle zum Teil auf weite Strecken fehlt. Im Barnsley-Flöz wurde das an einer Stelle nachgewiesen, unter der das Swallow-Wood-Flöz normal vorhanden war, während darunter auch in dem Parkgate-Flöz ein großes Areal kohlenfrei befunden wurde. Die kohlenfreien Teile entsprechen sich oben und unten nicht in der Form; sie haben auch keine Beziehungen zu den das Gebiet durchziehenden Störungslinien. Das Material, das sich an der Stelle der fehlenden Kohle findet, unterscheidet sich nicht wesentlich von dem die vorhandene Kohle überlagernden; es ist Sandstein oder Schieferton. Verf. nimmt an, daß während der Bildung der Flöze mäandrisch gewundene Flüsse längs ihres Weges die Pflanzenreste wegtragen und so in ihren Betten die Bildung der ringsum entstehenden Kohle verhinderten. In der Diskussion wurde indessen darauf hingewiesen, daß auch Erosion nach der Ablagerung der Kohle die Bildung der vom Verf. als „wash-outs" bezeichneten kohlenfreien Areale erkläre. **Wilhelm Salomon.**

H. Sjögren: Inneslutningar i en gångkvartz från Salangen i Norge. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **27**. 1905. No. 233. 113—116. t. 1.)

Ein milchweißer Gangquarz stank bei Zerschlagen sehr kräftig, es glückte im Dünnschliffe zahlreiche mit einer Flüssigkeit erfüllte Hohlräume von der Form negativer Quarzkristalle zu beobachten und die darin enthaltene Substanz nach Geruch und Reaktionen als Merkaptan und zwar genauer als $CH_3S.SCH_3$ (Metylenbisulfid) zu bestimmen. Die Verbindung entsteht hauptsächlich bei Fäulnisprozessen und ihr primäres Auftreten in paläozoischem Quarz legt nahe, auch für jene alten Perioden die Existenz von Bakterien anzunehmen. **Deecke.**

H. Bäckström: Ein Kugelgranit von Spitzbergen. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **27**. 1905. No. 235. 254—259. t. 2.)

Aus dem kristallinen Gebiet Spitzbergens und zwar vom Beverly-Sund stammt ein Geschiebe von Kugelgranit, das wieder einen neuen Typus dieser eigenartigen Gesteine darstellt. Er ist charakterisiert durch eine ziemlich sparsam auftretende Grundmasse eines feinkörnigen, grauen, oligoklasreichen Granits, in dem die Kugeln liegen. Diese bestehen aus einer weißen Randzone von radialstrahligem Oligoklas und einem Kerne, der mit dem umgebenden Granit übereinstimmt. Demnach hat im Laufe der Gesteinsverfestigung einmal eine Übersättigung mit Oligoklas stattgefunden, die zur Ausscheidung um bereits verfestigte Partien des Magmas führte. Aber dies ist nur einmal eingetreten und nur für dies eine Mineral, da Glimmerzonen fehlen. **Deecke.**

F. Rinne: Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 56. 122—167. 1 Taf. 17 Fig. 1904.)

Während die von F. Körfer im Jahre 1901 veröffentlichte Karte von Schantung das deutsche Schutzgebiet mit dem für „Gneis, Glimmerschiefer" vorgesehenen Farbenton bedeckt zeigte und in diesem nur einige Gänge und ein rundliches Vorkommen von „Eruptivgestein" angab, fand Verf. 1903 in dem durch Vernichtung der Vegetation seitens der Chinesen vorzüglich aufgeschlossenen Gebiet sehr zahlreiche Typen von Eruptivgesteinen, vorherrschend Graniten, eine vorzügliche Kontaktmetamorphose, die der Granit des östlich von Tsingtau sich erhebenden, im 1130 m hohen Lauting gipfelnden Lauschan-Gebirges an benachbarten Sedimenten hervorgerufen hat, und schließlich eine Wechselfolge von Sedimenten wohl obercarbonischen und permischen Alters mit Eruptivgesteinen und Eruptivbreccien auf der zum Schutzgebiet gehörenden Insel Schui ling schan.

„Das Landesgestein bei Tsingtau ist Granit", ein offenbar aus der Sedimenthülle herauspräparierter gewaltiger plutonischer Herd, dessen Material differenziert und von Gängen durchsetzt ist. Ein Sedimentrest gelangte 30 km östlich von Tsingtau zur Beobachtung, der am Fuße des Lauschan die Halbinsel des Cap Yatau bildet, aus Hornfelsen besteht, in die der Granit in kleinen Gängen eindringt, und aus Schichtenfolgen sich aufbaut, die in ihrer Verlängerung den Lauschan überwölben würden.

Die granitischen Gesteine der Gegend von Tsingtau wechseln zwischen Hornblende-Biotit-Granit, Biotitgranit, biotitarmem Granit und glimmerfreiem Granit (Alaskit), zwischen ziemlich grobem bis mittlerem Korn, zwischen körniger und porphyrischer Struktur; nicht selten ist miarolitisch-drusige Entwicklung. Die Farbe ist gewöhnlich rötlich, seltener weißlichrötlich infolge des Gegensatzes der Feldspate, die Reihenfolge der Ausscheidung die gewöhnliche. Vorkommen: Hornblende-Biotit-Granit und Biotitgranit am Cap Yatau, im Lauschan schöne dunkle, bis 20 cm große Rauchquarze, bisweilen plattig nach einer Prismenfläche, meist nach Art der Schweizer Rauchquarze entwickelt, Zwillinge nach $(10\bar{1}0)$; Biotitgranit, dem Vorkommen von Baveno ähnlich, plattig abgesondert in den Prinz Heinrich-Bergen, auf kleinen Drusenräumen Quarz, Kalifeldspat, Epidot, Chlorit, Büschel eines Zeoliths, wohl Desmin, auch Hyalit auf Quarz enthaltend; Titanit oft makroskopisch im Gestein sichtbar. Walnußgroße dunkle Ausscheidungen vom Charakter eines Quarz-Biotit-Diorites enthalten außer Biotit viel Plagioklas, Kalifeldspat, sehr reichlich Quarz, in dem andere Gemengteile (Biotit, Titanit, Erz) gelegentlich förmlich zu schwimmen scheinen. Ähnlich sind Biotitgranite von den Iltisbergen. Glimmerarmer Granit, mit Neigung zur Idiomorphie der Quarze in einer Kuppe am Strande gegenüber dem Polizeiposten an den Prinz Heinrich-Bergen, durch Zurücktreten von Biotit und Quarz, der gewöhnlich nur noch in pegmatitischen Säumen um Feldspat

auftritt, ausgezeichnet, aber mit ziemlich reichlichem Titanit in Nestern mit Erz und Biotit bei Tschan-schan, östlich von den Iltis-bergen; recht grob, mit reichlich grauem Quarz und leicht zerfallend (Material zu Arkosebildung) auf dem Festlande westlich gegenüber der Insel Schui ling schan etc. Glimmerfreier Granit-Alaskit (wegen seines mittelgroben Korns nicht als Aplit zu bezeichnen), im allgemeinen rötlich, drusig, der Quarz neigt zur Idiomorphie, oft auch pegmatitisch mit Kalifeldspat verwachsen: Kaiser Wilhelm-Ufer vor Tsingtau, großer Steinbruch am Bismarck-Berg beim Friedhof etc.

Die Ähnlichkeit der verschiedenen normalen Granite mit dem durch seine Kontaktzone als nichtarchäisch nachgewiesenen Granit vom Cap Yatau macht es wahrscheinlich, daß auch diese nicht dem Archaicum angehören und macht eine Zurechnung zum Archaicum auch für die biotitarmen und -freien Granite recht zweifelhaft; Verf. möchte alle diese Gesteine „mit der nötigen Reserve“ als eine geologische, petrographisch differenzierte Einheit auffassen.

Diese Frage wird besonders wichtig durch das Auftreten von Gneisgraniten, „also Graniten mit schieferiger Parallelstruktur, bezw. Gneisen“ auf den Inseln Tschu tscha tau (appr. 15 km südlich) und Tscha lien tau (50 km östlich von Tsingtau). Die letztere besteht anscheinend ganz aus Gneisgranit, der nach SO. mit mittlerer Neigung einfällt und eine Zerklüftung senkrecht zum NO.-Streichen, einer Hauptleitlinie des Gebirges von Tsingtau, aufweist. Der Habitus der Gesteine schwankt von fast granitischer bis zu schieferig-flaseriger Anordnung, der grünlichschwarze, bei den ausgesprochen schieferigen Gesteinen grüne Glimmer bildet Schmitzen, die aus ihm aufgebauten Flecke auf den Schieferungsflächen bestehen aus kleinsten Schüppchen. Eigentümlich ist die Anwesenheit häufiger, kleiner, appr. 1 mm großer Magnetit-Oktaeder. U. d. M. finden sich einsprenglingsartig Körner von Kalifeldspat, oft von Albit durchwachsen, in einem Mosaik von gezähnelt ineinanderliegenden Quarzen und Feldspat (auch Plagioklas), Häufchen von grünem, z. T. sehr hellem Glimmer, mit Körnchen von Titanit und Erz. Der lichtere und der dunklere Glimmer gehen ineinander über, in abgeschabten Teilchen war ein kleiner Cr-Gehalt nachweisbar. Große Feldspatdurchschnitte enthalten neben Magnetiten wohlgeformte Eisenglimmer.

Von der Insel Tschu tscha tau beschreibt Verf. ein durch Wechsel von lichtrötlichen Feldspatlagen und grauweißen Quarzschmitzen ausgezeichnetes Gestein. Die Quarzlagen keilen aus; sie sind nicht einheitlich, sondern bestehen aus wirr liegenden, rundlich-eckigen Körnern, die zähnelig ineinander greifen und oft schwach wellige Auslöschung erkennen lassen. Die rötlichen Zonen bestehen aus Kalifeldspat mit Albitschnüren und Plagioklas, beide in Körnern; zwischen ihnen liegt bisweilen ein Bezirk mit reichlichen Fetzen eines bräunlichgelben Glimmers und mit Magnetit. Verf. bezeichnet das ganze als eine „Fluidalerscheinung mit Protoklase“ und erklärt die Quarzschmitzen durch die Annahme, daß die

Quarzkristalle bei der Abkühlung, wie sie am Rande von Massiven besonders leicht möglich ist, in Körnerhaufen zerspringen, die dann beim zähen Fluß des Magmas zu länglichen Gruppen wirr liegender Körner ausgezerrt werden können.

Die Kontaktmetamorphose am Granit am Kap Yatau liefert sehr wechselnd gefärbte Gesteine, die sämtlich Plagioklas-Augit-Hornfelse sind, aufgebaut aus Feldspat, sehr oft als Plagioklas zu erkennen, und lichtgrünem monoklinem Augit; spärlich findet sich Erz, sehr selten grüne Hornblende, gelegentlich auch Quarz. Feldspatreiche, augitarme Gesteine sind sehr hell, fast weiß, feldspatärmere, augitreiche olivgrün; rotbraun werden sie durch Zutritt von Biotit. Der Granit selbst erwies sich in einem Vorkommen bei Tsching schan auf 1 cm ziemlich feinkörnig und durch lagenförmige Anordnung dunkler Hornblenden streifig. Ganz ähnliche Hornfelse fand Verf. auf der Insel Tai kung tau, 20 km südöstlich von Tsingtau.

Im Granit treten zahlreiche Gänge auf, die sich teilweise auch die Sedimente der Insel Schui ling schan durchsetzend finden. Es werden unterschieden:

Aplite, durch sinkende Korngröße und Anklänge an die Struktur der Porphyrgrundmassen in Felsitfels-Ganggesteine übergehend, bisweilen von pegmatitischen Bildungen begleitet. Aplite treten auf an den Iltisbergen, dichter mit Neigung zur Implikationsstruktur in den Prinz Heinrich-Bergen, mit einzelnen größeren roten Kalifeldspaten in einem mehrere Meter mächtigen Gang am Festland westlich gegenüber der Insel Schui ling schan in sehr grobem Biotitgranit. Hierhin gehört auch ein mehrere Kilometer im Streichen und mehrere hundert Meter im Fallen aufgeschlossenes helles, vielleicht keratophyrisches Gestein von der Insel Schui ling schan, ein zwischen 5 zu 10 und selbst 15 m in der Mächtigkeit wechselnder, weißer Lagergang, aufgebaut aus gedrungenen, scharf und auch roh leistenförmigen, gelegentlich gestreiften Feldspaten in einem Quarz-Feldspat-Mosaik; ein scharfer Gegensatz besteht nicht, da Leisten und Mosaik-Gemengteile nicht sehr verschieden groß sind und die Leisten durch randliches Weiterwachsen mit dem Mosaik verbunden sind. Im Kontakt wird das Gestein feinkörniger und somit felsitfelsähnlich.

Felsitfels-Gänge mit anderen Ganggesteinen zu parallel, etwa NO.-streichenden Ganggruppen vergesellschaftet, finden sich am Kaiser Wilhelm-Ufer in Tsingtau.

Orthoklas-Quarzporphyre, Tsingtauite, Sphärolithporphyre. Während hierher gehörige Gesteine, die als Porphyrfazies von Granit anzusprechen sind, meist infolge der groben rauhen Beschaffenheit der Grundmasse wenig ausgeprägte Porphyrstruktur erkennen lassen (rötliches Gestein im großen Steinbruch bei Hsiau pau tau) und ziemlich gleichmäßig hellrötlich gefärbt sind, weisen die in der Gegend von Tsingtau meist NO. streichenden, unter 1 m bis 20 m mächtigen Gänge sehr wechselnde, oft lagenweise verschiedene Färbung auf, wobei

z. B. rötlichgraue und grünlichgraue Streifen plattig übereinander folgen oder stark fluidal gewunden sind. Von den sowohl Feldspat wie Quarz als Einsprenglinge führenden Orthoklas-Quarzporphyren (z. B. im Steinbruch des Bismarck-Berges mit $\frac{3}{4}$ cm großen, von (001) (010) (110), auch (130), ($\bar{1}$01) und ($\bar{2}$01) begrenzten Feldspaten) unterscheidet Verf. als Tsingtauite entsprechende Gesteine mit spärlichem oder fehlendem Quarz unter den Einsprenglingen, wie sie im Hai hsi-Bezirk (der den Eingang in die Kiautschou-Bucht von Westen her einengenden Halbinsel) sehr schön fluidal, mit hornsteinartiger dichter Grundmasse, besonders typisch bei Nan ying und an verschiedenen Stellen des Bezirkes auftreten. Die Einsprenglings-Kalifeldspate der in diesem Abschnitt zusammengefaßten Gesteine sind oft auffallend stark von Albit durchwachsen (Bismarck-Berge); um die Feldspateinsprenglinge und die stark korrodierten Quarze findet sich oft ein schon makroskopisch sichtbarer, schmaler, rötlichbrauner Saum, der aus lappigen, nicht unter sich parallel auslöschenden Büscheln und Saumstreifen besteht und zeigt, daß auf eine Periode der Quarzkorrosion eine wohl mit der Grundmassebildung zusammenfallende zweite Periode der Quarzausscheidung folgte.

Bei den Sphärolithporphyren, die besonders häufig am felsigen Strand des Kaiser Wilhelm-Ufers auftreten und sich durch Streifigkeit auszeichnen, ersetzen die meist unter 1 mm großen, graurötlichen Sphärolithe gewissermaßen die Einsprenglinge. U. d. M. besteht der Sphärolith aus einem feinen, nach dem Rande gröber werdenden, körneligen, zuweilen auch strahligen Mosaik wohl von Feldspat und Quarz; Zentrum und Saum sind, wie schon makroskopisch deutlich, reichlich rötlichbraun durchstäubt, das ringförmige Zwischenfeld weniger.

Die Grundmasse der Porphyre ist mikrogranitisch und felsophyrisch von sehr wechselnder Korngröße sogar in demselben Schliff.

Orthoklasporphyre aus dem Steinbruch von Hsiau pau tau, vielleicht nur eine Fazies von Granit, 1 cm große Einsprenglinge von rotem Kalifeldspat, öfter mit einem helleren Plagioklaskern, in einer aus seitlich geradlinigen oder auch lappigen Leisten von Feldspat (Kalifeldspat, auch Plagioklas) mit nicht gerade wenig Quarz als Fülle aufgebauten Grundmasse.

Biotitporphyrische bezw. porphyritische Gang- und Lagergesteine. An den Promenadewegen an den Iltisbergen treten Ganggesteine auf, die in grauer dichter Grundmasse bis 2 cm große Einsprenglinge von Kalifeldspat und Plagioklaseinsprenglinge sowie Kalifeldspatkörner als Kern weißer Plagioklase und Biotit enthalten; Quarz fehlt als Einsprengling; die Grundmasse besteht aus leistenförmigen und gelappten Feldspaten, die zum Teil als Plagioklase zu erkennen sind. Andere Gänge, denen die großen Kalifeldspate fehlen, neigen durch reichlicheren Gehalt an braunem Glimmer und durch braune Hornblende in der Grundmasse sowie größeren Magnetitgehalt noch mehr zu dioritischen resp. lamprophyrischen Ganggesteinen (rauhe grünlichgraue Gänge von den Iltisbergen).

Diesen Gängen nahe verwandt sind mächtige Eruptivlager zwischen Schiefern und Sandsteinen der Insel Schui ling schan; sie enthalten 2—3 mm große Einsprenglinge von Biotit und Feldspat (unter ihnen viel Plagioklas von dem Verhalten des Oligoklases) in einer hornfelsartigen, wenn frisch, grünlichgrauen Grundmasse, die aus fein leistenförmigen bis faserigen Feldspaten, größeren eckigen Feldspatleisten, vererzten Glimmerstrichen, lappigen Quarzteilchen etc. besteht. Anzeichen für Plagioklasnatur der Grundmasse-Feldspate sind in verschiedenen Schliffen in sehr wechselnder Menge zu beobachten.

Diorite in stattlichen Gängen bis zu 10 und mehr Meter Breite; Hornblende-Biotit-Diorit an der Küste bei Nan ying auf Hai hsi mit schwärzlichgrünen Hornblendesäulen bis 1 cm lang und 1—2 mm breit, an der Nordspitze von Tschu tscha tau sowohl reich an Plagioklas mit zurücktretenden Tupfen von Hornblende und Biotit und dann grau oder dunkelgrün durch Überwiegen eisenhaltiger Bestandteile. Die dunklen Tupfen bestehen aus lappiger ziemlich heller Hornblende und braunen Glimmerfetzen sowie Erz, Apatit, Titanit; Biotit bildet gern einen Rahmen um diese Konkretionen, die in der hellen Varietät häufiger als in der dunklen sind. Ähnliche Gesteine mit nicht gerade häufigem hellem Augit und einer an Diabasstruktur anklingenden Verschränkung von Plagioklasleisten und Hornblendefetzen (braun und hellgrün, letztere oft randlich um die braune Hornblende und parallel mit ihr verwachsen) findet sich in der Schlucht zwischen Oberförsterei und Friedhof bei Tsingtau. Als Augit-Biotit-Diorit oder Biotitgabbro wird ein lose in den Granitsteinbrüchen bei der Polizeistation an den Prinz Heinrich-Bergen auftretendes Gestein bezeichnet, dessen Struktur infolge Zurücktretens des Feldspates hinter hellem, leidlich begrenztem, nach (100) verzwillingtem Augit und Biotit weniger deutlich diabasisch ist.

Kersantite und Minetten und andere dunkle Ganggesteine. Ein 75 cm mächtiger, O.—W. streichender, etwa 70° N. fallender Kersantitgang, am Südrand der Insel Schui ling schan flach fallende Schichtenfolgen von dunklen mergeligen Sandsteinen und Schiefern durchquerend, erscheint durch eine Unzahl von Kügelchen, die gewöhnlich unter 1 mm, bisweilen aber mehrere Millimeter Durchmesser besitzen und von glänzendem Biotit umhäutet sind, geradezu chondritisch. Das Gestein ist ein Olivinkersantit. Der einsprenglingsartig hervortretende Olivin ist stets zu Carbonat und Serpentin, z. T. auch Talk verwittert, das übrige Gestein, aufgebaut aus lichtem graurötlichem Augit (von (110), (100), (010) und ($\bar{1}$11) begrenzt, gern knäuelförmig gehäuft), braunem Glimmer, Plagioklas in lappigen Leisten und Leistenbündeln, Apatit, Eisenkies, in Leukoxen umgewandeltem Magnetit (und Verwitterungsbildungen, unter ihnen auch bei der Serpentinisierung des Olivins gebildeter Magnetit) recht frisch. Das Innere der Kugeln besteht aus Feldspat, in roh bündelig strahliger Gruppierung, die zuweilen einigermaßen an die exzentrisch strahlige Chondrenstruktur erinnert, doch kommt nie nur ein randlicher Strahlungspunkt vor; ohne regelmäßige Lagerung finden sich gewöhnlich einige Glimmerleisten,

gel. Apatit, leukoxenisierter Magnetit, Eisenkies und wohl eingewandertes Carbonat und Serpentin — Olivin und Augit wurden nie beobachtet. Die Biotitschale besteht aus kleinen Blättchen; sie legen sich „tangential dem Gesteinstropfen an, so daß eine eigenartig eckige Gestalt, öfter geradezu an Leucitdurchschnitte erinnernd, zuwege kommt.“ Zuweilen schmiegen sich die Blättchen in leichten Bogen oder mit mehreren stumpfen Knickungen, offenbar durch eine nicht unbeträchtliche mechanische Kraft veranlaßt, dem Sphäroid an. Nach Ansicht des Verf. muß man diese Gebilde „als Konkretionen im erstarrenden Magma auffassen, ganz entsprechend den Perlen des Perlits. Das Bestreben der Flüssigkeiten, sich wenn möglich zu Kugeln zusammenzuballen, hat sich auch hier geltend gemacht. Einige Glimmertäfelchen wurden in die Kugel mit aufgenommen, andere folgten den Adhäsionskräften, stellten sich tangential zu den jedenfalls noch zähweichen Magmentropfen und wurden zuweilen durch die Adhäsionskräfte der Kugelsubstanz so stark gehalten, daß sie sich der Rundung anpaßten“ (p. 156, 157).

Andere Ganggesteine von der gleichen Insel nähern sich durch Einsprenglinge den Glimmerporphyriten.

Bei Tsingtau an zahlreichen Stellen auftretende, $\frac{1}{2}$—1 m mächtige, NO.—SW. streichende Gänge sind zersetzt, so daß sich nicht entscheiden läßt, ob Minette oder Kersantit vorliegt; ein 35 cm mächtiger, graugrüner Gang am Iltisberg oberhalb der Oberförsterei steht durch seinen Aufbau aus Plagioklasleisten und lichtbräunlicher Hornblende den Malchiten nahe.

Porphyritische Eruptivbreccien. Auf der Insel Schui ling schan lagert als oberstes, über der Wechselfolge der Sedimente und den zwischen ihnen befindlichen Lagergängen eine stellenweise noch 150 m und mehr mächtige Decke einer groben Eruptivbreccie in geneigter, nach O. oder NO. fallender Lagerung, mehrfach von der Erosion zerschnitten und durch Verwerfungen verschoben. Die Größe der im allgemeinen dunklen, vorherrschend diabasisch grünen Bruchstücke wechselt von geringen Dimensionen bis zu faust- und kopfgroßen Trümmern. Das Bindemittel ist ein Plagioklas-Augit-Porphyrit; nahe verwandt sind die eingewickelten Bruchstücke — im allgemeinen schwankt die Zusammensetzung zwischen Plagioklasporphyrit als dem einen, Augit-porphyrit als dem anderen Extrem. Zuweilen macht sich weitgehende Epidotisierung geltend. U. d. M. machen die Gesteine infolge ihres Plagioklas-Reichtums im allgemeinen einen andesitischen Eindruck.

Feldspatbasalt tritt mit meterstarken Säulen in Tsingtau selbst, dicht hinter dem Lazarett auf, reich an lichtem Einsprenglingsaugit und großen Olivinen, deren unvollkommene Kristallgestalt ebenso wie das Vorhandensein kleiner Olivinkörner auf eine protoklastische Zergrusung größerer Individuen zurückgeführt wird. Er enthält als Einschluß Bruchstücke von streifigem Porphyr, die in ein farbloses Glas mit eingebettetem Kalifeldspat, Quarz etc. umgewandelt sind.

Sedimentgesteine finden sich besonders schön aufgeschlossen auf der Südseite und dem Westrande der oft erwähnten Insel Schui ling schan, wechsellagernde grobe Breccien, Konglomerate, Grauwacken, Sandsteine und Tonschiefer, ferner sandige Mergel und anthracitische Kohle, die mit Aplit und Porphyr wechseln und unter den porphyritischen Eruptivbreccien verschwinden. Während die tieferen Horizonte im allgemeinen ruhige Lagerung besitzen (östliches Einfallen von 15—40°), weisen die höheren Teile besonders in der Nachbarschaft der Eruptivbreccien bedeutendere Störungen auf und lassen sehr verschiedene Anpassung der Sedimente an den Faltungsdruck je nach ihrer petrographischen Beschaffenheit beobachten.

Bituminöse schwarze mergelige Sandsteine mit Tonschiefern in den tiefst sichtbaren Lagen der Süd- und Südostseite der Insel enthalten bis 3 cm dicke, in ihrer Gesamtheit nur auf wenige Meter anhaltende Schmitzen harter, sehr spröder anthracitischer Kohle von hohem Glanz mit pflanzlicher, zuweilen an Koniferen erinnernder Struktur. Es wird als wahrscheinlich bezeichnet, daß diese Vorkommen in Beziehung mit den dem Carbon zugeschriebenen kohlenführenden Schichten auf dem Schantung-Festland in Beziehung stehen, was die Hoffnung erweckt, daß Bohrungen auch hier brauchbare bituminöse Kohlen liefern würden, wie sie z. B. bei Fangtse (außerhalb der Kolonie, 170 km von Tsingtau entfernt, wenige Kilometer von der Eisenbahnstation Tschang lo yen) in einem von v. Richthofen studierten Vorkommen abgebaut werden. Bei Fangtse treten gleichfalls Porphyrite auf, die dem Material der Eruptivbreccie von Schui ling schan sehr ähnlich sind; wie dort wechsellagern bei Fangtse Eruptivmassen (hier tuffig) mit Sandsteinen und Schiefern und in oberen Teufen finden sich die gleichen Anthracitschmitzen. **Milch.**

F. Zirkel und R. Reinisch: Untersuchung des vor Enderby-Land gedredschten Gesteinsmateriales. (Aus: Wissenschaftliche Ergebnisse der deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer „Valdivia" 1898—1899. Herausgegeben von C. Chun. 10. Lief. 2. Petrographie I. 37—44. 1 Taf. 6 Fig. Jena 1905.)

Das aus der Tiefe von 4636 m vor Enderby-Land heraufgebrachte Gesteinsmaterial, Stücke von 5 Zentner Gewicht bis herab zu kleinen Bröckchen, besteht vorwiegend aus granitischen Gesteinen, Gneisen und sich anschließenden kristallinen Schiefern, sowie aus Sandsteinen, Grauwacken, Tonschiefern vermutlich altsedimentären Charakters; Vertreter von Effusivgesteinen wurden sehr spärlich, sichere Zeugen einer vulkanischen Tätigkeit der Gegenwart wurden nicht gefunden.

Granite, und unter diesen Biotitgranite von wechselnder Korngröße, wiegen unter dem gedredschten Material entschieden vor; Muscovitgranit und Zweiglimmergranit ist selten, ferner fand sich ein Hornblendegranit, dem Gestein von Assuan ähnlich, und ein

Granit mit primärer, brauner, kompakter Hornblende, viel monoklinem Pyroxen mit Diallagstruktur, pyritreich, sowie aplitische Granitmodifikationen und schriftgranitartige Verwachsungen von Feldspat und Quarz. Quarzkörner in einem gepreßten Granit zeigen Sprünge, die sich nach ihren Winkeln und ihrer Lage gegen c wahrscheinlich auf eine durch den Druck hervorgerufene Ablösung nach R zurückführen lassen; sie sind gewöhnlich teilweise von Epidot erfüllt. Ganz vereinzelte Quarzhornblendeporphyrite scheinen eher einer Fazies granitischer Massen als einem Effusivgestein anzugehören.

Spärlich fanden sich feinkörnige Diorite mit primärer Hornblende und Gabbros. Beschrieben werden ferner ein ziemlich frischer Diabas, der außer Augit und Plagioklas von Hornblenden eine kompakte olivenbraune, meist randlich oder pegmatitähnlich, aber mit parallelen c- und b-Achsen mit dem Augit verwachsene, und eine bläulichgrüne, breitfaserigbüschelige enthält, sowie umgewandelte Diabase, ferner ein melaphyrähnliches Gestein und „eine ganz fremdartige Erscheinung", ein kleines, grauschwarzes Stückchen, das nur bei den Basalten unterzubringen ist und zahlreiche, bis 0,1 mm lange Stäbchen oder schmale Leistchen von gelblichbrauner bis goldgelber Färbung enthält. Das Mineral löscht parallel der Längsrichtung aus, besitzt keinen Pleochroismus, schwache Licht- und Doppelbrechung; seine Natur mußte unermittelt bleiben.

Unter den kristallinen Schiefern herrschen Biotitgneise: graue, helle, gebänderte, granatreiche Varietäten werden erwähnt; in lichten granatführenden Gneisen liegen in den Granaten Biotitschüppchen, die in allen Granaten die gleiche, mit der Schieferung nicht zusammenfallende Richtung innehalten. Ein Teil der Glimmergneise dürfte eruptiven Ursprungs sein: wenn reichliches Vorkommen von Mikroklin, zonar gebautem Plagioklas mit basischem Kern, von großen, gedrungenen Apatitsäulchen, sowie von Schriftgranit kein absolut sicherer Beweis ist, so wurde in einem Fall die Deutung als Orthogneis durch einen Hornfelseinschluß erwiesen. Ein Biotitgneis mit grünem monoklinem Pyroxen enthält Biotitschüppchen radial um Magnetit- oder Apatitkörnchen gruppiert; sehr feinkörniger Cordieritgneis, aufgebaut aus perthitischem Kalifeldspat, Oligoklas, Quarz, Hypersthen, Sillimanit, Biotit, schwarzem Eisenerz, grünem Spinell und Zirkon zeigt häufig zentrische Gebilde: um Spinell-Eisenerzaggregate legt sich eine Hülle von unregelmäßig begrenzten Sillimanitindividuen, auf sie folgt ein schmaler Saum von Cordierit und schließlich eine mehr oder weniger vollständige Zone von Hypersthen, seltener von Biotit. Abweichungen erfolgen durch Fehlen des einen oder anderen Gliedes, aber nie durch Umkehr der Reihenfolge. Ferner treten auf: biotitführende Hornblendegneise und hornblendehaltige Hypersthengneise mit grasgrünem, nicht pleochroitischem Augit, sowie verschiedene Amphibolite und Biotitschiefer.

Kontaktmetamorphe Bildungen sind wahrscheinlich Sillimanit-Biotitschiefer und feinkörniger, epidotführender Quarz-

glimmerfels mit seltenen Büscheln von 0,25 mm langen Piemontitnadeln.

Unter den Sedimenten findet sich ein Sandstein mit dolomitischem Bindemittel: das Carbonat zeigt häufig die Schnittfiguren von R, Zwillingsbildung fehlt auch den größeren Individuen. HCl entzieht dem Gestein 38,1 %; die gelöste Substanz besteht aus 61,6 $CaCO^3$, 36,9 $MgCO^3$, 1,1 Fe^2O^3.

Deutliche Schliffflächen mit Gletscherschrammen fanden sich an drei Stücken: einem fünf Zentner schweren Sandsteinblock, an dem epidot- und piemontitführenden Quarzglimmerfels und einem Quarz-Hornblende-Porphyrit.

Das Material der Schmutzbänder einer in der Nähe des Fundortes dieser Gesteine treibenden Eisscholle, ein feines, braunes Mehl, besteht, von einigen Zirkonprismen abgesehen, ausschließlich aus Splittern der verbreitetsten gesteinsbildenden Minerale bei weitaus vorwaltendem Quarz. „Glassplitter fehlen vollständig; vulkanischer Ursprung des Staubes ist gänzlich ausgeschlossen. Mineralbestand und die Splitterform der Gemengteile verweisen auf Moränendetritus". **Milch.**

H. L. Haehl and R. Arnold: The miocene Diabase of the Santa Cruz Mountains in San Mateo County, California. (Proceed. Amer. philos. Soc. Philadelphia. **43**. 16—53. 26 Fig. 1904.)

In den Santa Cruz Mountains, südlich von San Francisco, durchbrechen Diabase ober- und wahrscheinlich auch mittelmiocäne Schichten (Monterey-Schichten); Diabastuffe liegen z. T. von Diabas intrudiert im unteren Miocän (Vaquero-Sandstein). Transgredierend liegt darüber die das untere, vielleicht auch mittleres Pliocän repräsentierende Purisima-Formation. Fossillisten werden für diese Abteilungen mitgeteilt.

Die kalkreichen Tuffe, deren Diabasmaterial der Basaltfazies angehört, werden durchsetzt von eigentümlichen, z. T. fossilführenden Gängen von Kalkstein, die durch das Einfließen der noch nicht verfestigten Kalkschlammschichten in die bei der Diabasintrusion gebildeten Klüfte entstanden sind.

Der Diabas zeigt zwei Ausbildungsformen: 1. Die Diabasfazies: Graue, deutlich körnige Gesteine, die aus Plagioklas (Ab_3An_4), blaubraunem Augit, seltenem Olivin, Magnetit, Ilmenit und Apatit in Diabasstruktur zusammengesetzt werden. 2. Die Basaltfazies: Mittel- bis feinkörnige, z. T. blasige Gesteine mit kugeliger Absonderung, bestehend aus Einsprenglingen von Augit und Olivin in einer fluidalen Grundmasse von Feldspat, Augit, Olivin, Ilmenit, Magnetit. Die ursprüngliche Anwesenheit von Nephelin wird bestritten. Als ein Zersetzungsprodukt des Plagioklases wird der in allen Gesteinen sehr verbreitete Analcim angesehen, ebenso der weniger häufige Natrolith. Die Bezeichnung der Gesteine als Teschenite wird jedoch abgelehnt.

	I.	II.
SiO_2	50,12	49,60
TiO_2	1,33	1,86
Al_2O_3	18,52	16,56
Cr_2O_3	Spur	0,03
Fe_2O_3	2,47	4,28
FeO	4,11	4,44
MnO	Spur	0,08
MgO	2,68	5,38
CaO	8,99	9,22
BaO	0,02	0,06
Na_2O	5,22	3,31
K_2O	1,46	1,25
H_2O	4,73	4,02
SO_3	0,08	0,17
P_2O_5	0,18	0,30
	99,91	100,55
Spez. Gew.	2,732	2,825

I. Diabas (Diabasfazies) nördlich von Bella vista ranch.
II. Diabas (Basaltfazies), Mindego Hill.
Anal.: E. T. Allen (U. S. Geol. Surv.).

O. H. Erdmannsdörffer.

L. V. Pirsson: Petrography and Geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana. (U. S. A. Geol. Survey. Bull. **237**. 208 p. 7 Taf. 1905.)

Die Monographie enthält eine zusammenfassende Darstellung des interessanten Eruptivgebietes der Highwood Mountains, über das vom Verf. a. a. O., in Gemeinschaft mit W. H. Weed, schon mehrfach Mitteilungen gemacht worden sind.

Nach kurzer geographischer und historischer Einleitung folgt der geologische Teil. Es werden beschrieben die intrusiven Stöcke, die als Ausfüllungsmassen von Vulkankanälen zu gelten haben; es sind: Highwood Peak (Monzonit mit jüngeren Intrusionen von Syenit), Middle Peak (Monzonit), East Peak (basische Leucitsyenite), der Shonkin-Stock (Shonkinite und Missourite) und der Arnoux-Stock (Fergusit). Die Gesteine und die Kontakterscheinungen in der umgebenden Kreide — deren Aufbau in einem besonderen Kapitel kurz gestreift wird — sowie in den älteren Tuffen werden geschildert. Die ganze Gebirgsgruppe wird durchschwärmt von zahllosen radial verlaufenden Gängen und Intrusivlagern, die im einzelnen wieder nach den verschiedenen Stöcken hin konvergieren. Sie zerfallen in zwei Hauptgruppen: eine basaltische (Minette, Basalte) und eine trachytische (Syenit- und Tinguáit-porphyr), von denen die erstere bei weitem vorwiegt.

Den Beginn der effusiven Tätigkeit stellen Ströme, Tuffbreccien und Tuffe von trachy-andesitischem Gestein dar, deren Zentrum wahrscheinlich Highwood Peak war und die auf einer sehr unebenen Unterlage zum Absatz gelangten. Nach einer durch Erosion gekennzeichneten Pause brachte eine zweite effusive Phase basische Analcim- und Pseudoleucitbasalte zutage, die wahrscheinlich von mehreren Punkten aus (besonders vom Shonkin-Stock) ausgeworfen wurden. Highwood Peak hat wahrscheinlich nach seiner trachy-andesitischen Periode noch basaltisches Material geliefert.

Die Lakkolithen schließlich sind von besonderem Interesse; nach den vorzüglichen Aufschlüssen am großen Lakkolithen des Shonkin Sag wird auch für die anderen drei, den kleinen Lakkolith von der gleichen Lokalität, ferner für die schon bekannten Square Butt und Pallisade Butt-Lakkolithen im Gegensatz zu den früher vom Verf. vertretenen Anschauungen angenommen, daß Shonkinit ihre Hauptmasse bildet und daß der mit ihm durch Übergangsgesteine verbundene Syenit die zentralen Teile des Intrusivkörpers einnimmt, ohne die Sedimenthülle irgendwo zu berühren. Der Shonkinit selbst geht am Kontakt mit dieser in basaltische Gesteine über, die auch als intrusive Lager von dem äußeren Rand des Lakkolithen aus seitwärts auslaufen. Die exogenen Kontaktwirkungen sind gering.

Im petrographischen Teil folgt zunächst eine ausführliche Beschreibung der verschiedenen Gesteine, worauf hier nur verwiesen sein möge. Es wird durchweg die neue Klassifikation[1] angewandt, zugleich mit ausführlichen Hinweisungen auf die in Europa noch allgemein übliche Bezeichnungsweise. Die Arbeit kann daher zur Einführung in die praktische Anwendung des amerikanischen Einteilungsprinzips gut benutzt werden. Beschrieben und zum großen Teil analysiert sind:

aus den Stöcken und Lakkolithen: Pulaskit, Sodalithsyenit, Syenite, Noseansyenit, Monzonit, Fergusit (ein körniges Intrusivgestein aus Leucit und Augit, nebst Apatit, Erzen, Biotit, gelegentlich Olivin u. a.), shonkinitischer Syenit, Shonkinite, Leucitshonkinit, Missourit;

aus den Gängen und Intrusivlagern: Sodalith-Sölvsbergitporphyr, Highwoodtinguáitporphyr, Gesteine der Groruditt-Tinguáit-Serie, Gauteit, Syenitporphyre, Highwoodminette, Analcimbasalt;

aus den Strömen und Tuffen: Latite (Trachyandesite), Analcimleucitbasalte.

Chemisch sind die Gesteine durchweg durch mittleren SiO_2-Gehalt (65—46 %), hohes CaO und hohen Gehalt an Alkalien, unter denen — mit einer Ausnahme — das K_2O vorherrscht, gekennzeichnet.

Von den ausführlichen Betrachtungen des Verf.'s über Differentiationsvorgänge sind die über die Lakkolithe wegen der relativ einfachen

[1] Vergl. das Referat im Centralbl. f. Min. etc. 1903. p. 677 ff.

Verhältnisse von besonderem Interesse. Es läßt sich mit ziemlicher Sicherheit berechnen, daß im Shonkin Sag-Lakkolith etwa 1 Teil Syenit auf 20 Teile Shonkinit, im Square Butt 13 Teile Syenit auf 56 Teile Shonkinit kommen; es resultiert daraus ein für beide fast gleiches Gesamtmagma von shonkinitischem Charakter. Die Differentiation dieses Magmas — für deren Erklärung Resorption des Nebengesteins nicht angenommen werden kann — wird im Gegensatz zu früheren Ausführungen des Verf.'s im Anschluß an die G. F. Becker'sche Theorie der fraktionierten Kristallisation gedeutet als ein aus Konvektionsströmen und Auskristallisierung in den kälteren — randlichen — Teilen der Masse kombinierter Vorgang; die Wirkung der Gravitation auf die ausgeschiedenen basischen Gemengteile erklärt auch die größere Dicke des unter dem syenitischen Kern gelegenen shonkinitischen Anteils der Lakkolithmasse.

Die Berechnung der Stammmagmen für die Stöcke und die Gänge stößt aus dem Grund auf größere Schwierigkeiten, weil die Volumina der Teilmagmen sich nicht mit hinreichender Genauigkeit bestimmen lassen. Durch geeignete Kombination der vorhandenen Analysen kommt jedoch Verf. zu dem Ergebnis, daß das Stammmagma der Stöcke von monzonitischer Natur gewesen sein muß, in seiner Zusammensetzung ähnlich der des Gesteins vom Middle Peak, welches das älteste der Stöcke und „darum wahrscheinlich" das wenigst differenzierte ist. Auf gleiche Weise wird abgeleitet, daß die Gänge salische und femische Spaltprodukte ebendesselben Stammmagmas seien.

Am Schlusse der interessanten und anregenden Arbeit wird folgendes Schema für die Reihenfolge der intrusiven und effusiven Vorgänge im Gebiete gegeben:

1.	Intrusion der Lakkolithe (Spaltung im lakkolithischen Niveau).	
	„ feldspatreicher (dosalischer) Gänge.	
	„ basaltischer (salfemischer) Gänge.	
	„ des Middle Peak-Stocks.	
2.	Pause; Erosion.	
3.	Effusion feldspatreicher Laven.	Highwood-Vulkan.
	„ basaltischer Laven.	
	Intrusion des Highwood-Monzonits.	
	„ des Highwood-Syenits.	
4.	Pause; Erosion.	
5.	Effusion basaltischer Laven.	Shonkin-Vulkan.
	Intrusion des Shonkin-East und Arnoux-Stocks.	
	„ basaltischer Gänge.	
	„ feldspatreicher Gänge.	

O. H. Erdmannsdörffer.

A. G. Högbom: Zur Petrographie der Kleinen Antillen. (Bull. geol. Instit. University Upsala. 6. 1902—1903. No. 12. Upsala 1905. 214—233. Mit 2 Taf.)

Schon 1868—69 hat P. T. Cleve von einer Reise nach den Antillen und speziell nach den Virgin Islands eine Menge von massigen Gesteinen mitgebracht, die trotz ihres Tiefengesteinshabitus jüngeres Alter besitzen. Die von Cleve gegebene richtige Deutung ist damals unbeachtet geblieben; jetzt kommt Högbom auf diese Gesteine zurück und liefert zu den von Cleve gefertigten Analysen die mikroskopische Beschreibung.

Es handelt sich um St. Thomas, St. John, Tortola, Virgin Gorda und benachbarte Inseln, sowie um die Leeward Islands. Die dort entwickelten Sedimente dürften der Kreide angehören. In diese sind körnige Gesteine eingeschaltet in Verbindung mit zahlreichen Porphyren und mancherlei Tuffen und Breccien von cretaceischem oder eocänem Alter. Die Tiefengesteine bilden nach den Analysen eine zusammenhängende Reihe, welche von sauren Graniten bis zu Gabbros und Peridotiten führt. Alle haben erhebliche Regionalmetamorphose, aber ohne Verwischung der unsprünglichen Struktur durchgemacht. Bemerkenswert ist, daß die granitischen Glieder sehr arm an Kali sind; demgemäß herrscht Plagioklas vor und Högbom nennt diesen Typus, in dem etwa 53—58 % Plagioklas vorkommt, Plagioklasgranite. Es sind dieselben Gesteine, die O. Nordenskjöld als Andengranite ausschied, und die in Südamerika ebenfalls mit basischen Gliedern und mancherlei Tuffen eine große Rolle spielen. **Deecke.**

L. Milch: Über die chemische Zusammensetzung eines Limburgits, eines phonolithischen Gesteines und einiger Sandsteine aus Paraguay (nach Analysen von A. Lindner). (Min. u. petr. Mitt. 24. 213—226. 1905.)

A. Lindner hat fünf von ihm im westlichen und zentralen Paraguay gesammelte, vom Verf. früher mikroskopisch untersuchte Gesteine (dies. Jahrb. 1896. II. -297-) analysiert und die Analysen zur Veröffentlichung zur Verfügung gestellt; ein Vergleich der chemischen und der mikroskopischen Untersuchung ergab folgende Resultate.

A. Eruptivgesteine.

1. Limburgit vom Cerro Tacumbú (dicht, schwarz; Einsprenglinge: größere Olivine und zonar struierte, licht grauviolette bis schwach grünlich durchsichtige Augite, Grundmasse: grünlicher Augit und farbloses, mit HCl gelatinirendes Glas). Aus der Analyse I und den auf 100 berechneten Molekularproportionen Ia folgt die Formel $s_{44,91}\, a_2\, c_2\, f_{16}\, n_{8,3}\, m_{7,47}\, k = 0{,}60$, die der Formel des Limburgittypus Reichenweiher ($s_{45}\, a_2\, c_2\, f_{16}\, k = 0{,}61$) näher steht als irgend eine der fünf Analysen, aus welchen der Typus berechnet wurde.

2. Hauynführendes phonolithisches Gestein vom Sabucáy (Distrikt Ibitimí) (die nicht sehr zahlreichen farbigen Gemengteile, resorbierte Biotite, schlanke Hornblendesäulen, randlich in Ägirinaugit übergehende Augite als Einsprenglinge, Ägirinaugite und spärliche Ägirine der Grundmasse, sind frisch, die herrschenden farblosen Gemengteile, als Einsprenglinge Alkalifeldspat und ein Glied der Hauyn-Nosean-Reihe, sowie die erst nach Ätzung in der an Zersetzungsprodukten sehr reichen Grundmasse hervortretenden Feldspatleistchen sind stark zersetzt). Die aus der Analyse II resp. den Molekularproportionen IIa sich ergebende Formel $s_{62,85}\, a_{10}\, c_3\, f_7\, n_{6,7}\, m_{6,7}\, k = 0{,}76$ würde für eine Zurechnung des Gesteins zum Trachydolerittypus Campanario ($s_{63}\, a_{10}\, c_{2,5}\, f_{7,5}\, k = 0{,}77$) sprechen; berücksichtigt man jedoch, daß die mit der Verwitterung verbundene Fortführung der Alkalien eine Verkleinerung des Wertes A und weiterhin, da ein Teil der ursprünglich an die Alkalien gebundenen Tonerde bei der Berechnung mit CaO vereinigt wird, der tatsächlich in den farbigen Gemengteilen enthalten ist, auch eine Verkleinerung des Wertes F zur Folge hat, so ergibt sich für das frische Gestein eine Annäherung an den Phonolithtypus Ziegenberg ($s_{64,5}\, a_{10,5}\, c_1\, f_{8,5}\, k = 0{,}79$), wofür auch der phonolithische Habitus des Gesteins spricht. Das Gestein gehört somit offenbar in die Reihe, die von den trachytoiden Phonolithen zu den Trachydoleriten hinüberführt.

Da bisher von jüngeren Eruptivgesteinen aus Paraguay nur Glieder der foyaitisch-theralithischen Reihe bekannt geworden sind (außer den hier behandelten aus verschiedenen Teilen des Landes nur Nephelinbasalte), also ausschließlich Glieder der „schweren Gaureihe“ resp. der „atlantischen Gesteinssippe“ Becke's (dies. Jahrb. 1905. I. -52—54-), so bilden sie ein Analogon zu den entsprechenden Gesteinen Nordamerikas östlich der Rocky Mountains in Montana und Texas. Wie Becke l. c. für Nordamerika gezeigt hatte, scheint somit auch in Südamerika ein Gegensatz zwischen den wie gewöhnlich mit gefalteten Kettengebirgen im Zusammenhang stehenden Ergüssen der „leichten Gaureihe“ resp. der „pazifischen Gesteinssippe“ der westlichen Gebiete und den östlich von diesen auftretenden Effusivmassen der atlantischen Gesteinssippe zu bestehen, die nach Becke allgemein mit Vorliebe an Schollenbrüchen auftreten.

B. Sedimentgesteine.

Von Sedimentgesteinen wurde analysiert: 1. Roter Kieselsandstein mit „ergänzendem“ Zement (Analyse III) aus der Umgebung des Cerro Tacumbú, 2. grauschwarzer Kieselsandstein von der Estancia Santa Clara, Distrikt von Caazapá (Anal. IV) mit ganz untergeordneten Fragmenten eines basischen Eruptivgesteins, 3. feinkörniger Arkose-Sandstein, ½ km südlich von der Estancia Santa Clara, ungewöhnlich feinkörnig, ganz lichtgelblich bis weiß, neben herrschenden Quarzkörnchen reichlich Feldspat enthaltend. Der Durchmesser der meisten Körnchen erreicht nicht 0,01 mm; das tonige Zement tritt sehr zurück.

	I.	I a.		II.	II a.
SiO^2	40,95	44,71	44,91	2,20	62,73
TiO^2	0,25	0,20		0,14	0,12
Al^2O^3	15,37	9,87		20,67	14,61
Fe^2O^3	6,36	—		3,26	—
Cr^2O^3	0,19	0,09		—	—
Mn^2O^3	Sp.	—		0,09	MnO 0,08
FeO	4,38	9,19		1,38	4,32
MgO	10,46	17,13		0,48	0,87
BaO	0,10	0,05	13,70	0,09	0,04
CaO	11,67	13,65		4,43	5,70
Na^2O	3,97	4,19		6,61	7,69
K^2O	1,26	0,88		4,90	3,76
H^2O	3,93	—		3,56	—
H^2O (bis 105°)	0,86	—		0,36	—
P^2O^5	0,09	0,04		0,12	0,06
CO^2	—	—		1,54	—
SO^3	—	—		0,04 [1]	0,04
Sa.	99,84			99,87	
Spez. Gew.	2,932			2,463	

	III.	IV.	V.
SiO^2	97,48	95,24	83,97
TiO^2	—	0,12	0,20
Al^2O^3	—	0,17	8,20
Fe^2O^3	2,30	2,14	0,88
Cr^2O^3	—	—	—
Mn^2O^3	—	—	—
FeO	—	0,42	—
MgO	0,03	0,16	0,58
BaO	—	—	—
CaO	0,03	0,51	1,06
Na^2O	0,04	Sp.	2,45
K^2O			1,22
H^2O	0,26	0,37	1,28
H^2O (bis 105°)	0,10	0,09	0,48
P^2O^5	—	Graphit 0,22	P^2O^5 0,04
CO^2	—	—	—
SO^3	—	—	0,02
Sa.	100,24	99,44	100,38
Spez. Gew.	2,612	2,601	

Milch.

[1] Vom Verf. bestimmt.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

H. L. Barvíř: Geologische und bergbaugeschichtliche Notizen über die einst goldführende Umgebung von Neu-Knín und Štěchovic in Böhmen. (Sitzungsber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1904. No. XXV. 70 p. Mit 3 Abbild.)

Die Umgebung von Neu-Knín (NO. von Příbram) besteht zumeist aus Příbramer Schiefern, Granit und Quarzporphyr. Die Příbramer Schiefer streichen NO., verflächen NW. und weisen Lagerungsstörungen auf, die am deutlichsten durch eine vielleicht kambrische Konglomerateinlagerung zwischen Klein-Hraštic und der Mühle Vojířuv zum Vorschein kommen. Der Granit gehört dem mittelböhmischen Granitmassiv an und ist ein Amphibolbiotitgranit, der besonders an dem Kontakt komplementär zu Apliten und Granitporphyren einerseits, syenit- und dioritartigen Gesteinen anderseits gespaltet ist. Der Porphyr ist ein intrusiver Biotit-Quarzporphyr und entstammt dem granitischen Magmabassin.

Der Goldbergbau zu Knín datiert sich wenigstens aus dem XIII. Jahrhundert und wurde Ende des XVI. Jahrhunderts wegen Ertränkung der Gruben mit Wasser, nicht wegen Goldmangels eingestellt. Es gab in der Kníner Umgebung eine Adelszone, Kamlová genannt, die der Verf. auf dem Berge Chvojná lokalisiert, diese Zone weist analog den Euler Hauptzügen ein OSO.-Streichen, parallel zur transversalen Schieferung, auf. Außer diesem an der Grenze des Granits mit den Schiefer gelegenen Vorkommen gibt es in der Gegend noch drei weitere Gruppen von Pingen- und Haldenresten: im Rayon der Besidka SW. von der Stadt, am Kontakt zwischen Porphyr und Schiefern, südlich davon bei Borotic (Granit-Schiefer) und O. von der Besidka im Walde Hořice (ebenfalls). Im Bezirke von der Chvojná zählte der Verf. an 137 größere und kleinere Halden. Überall wurde an Quarzgängen gearbeitet, die teils pyritführend, teils pyritfrei und durchwegs an Granit, besonders an dessen Spaltungsgesteine gebunden sind, indem sie in den Schiefern nur in der Nähe des Eruptivkontaktes auftreten.

NO. von Knin, zwischen dieser Stadt und Eule, liegt eine weitere Zone von Goldvorkommen bei Štěchovic am linken Moldauufer, und zwar an der Grenze von Schiefer und Quarzporphyr; längs des nahen in die Moldau mündenden Baches eine Reihe von Seifenresten.

Petrographische Untersuchungen betreffen zuerst die kontaktmetamorphe Anwandlung der Schiefer durch die Eruptivgesteine, wodurch das kohlige Pigment in kleine Flecke konzentriert wird, ferner Biotit und Andalusit gebildet werden; anderseits gewahrt man eine Erhärtung der Schiefer, eine Vergrößerung ihres Korns und das Zustandekommen einer Hornfelsstruktur.

Der Granit weist am Kontakt eine dioritische Fazies auf, welche sich durch Führung von teils brauner und bräunlichgrüner, teils blaßgrüner Hornblende auszeichnet; die Struktur dieser Diorite ist entweder hypidiomorph oder etwas ophitisch. Analoge Gesteine trifft man in den gold-

führenden Zonen an, daneben aber auch Diabase (beim Dorfe Krámy) und Lamprophyre mit amphibolisiertem Augit. Sowohl den Granitgrenzfazies analoge Diorite als auch Diabase kommen auch weiter gegen NO. sowie SW. vor, auch in der Gegend von Štěchovic, so daß sie einen direkten Zusammenhang zwischen den Kníner und den analogen Euler Vorkommen vermitteln. Die petrographische sowie die chemische Natur der Bestandteile all dieser Gesteine weist in den Einzelheiten eine ganze Reihe von Analogien auf. Es wird somit auch für die Kníner Gegend, wie schon früher für diejenige von Eule, die Auffassung zur Geltung kommen, daß der Ursprung des Goldes im Magmabassin des mittelböhmischen Granites zu suchen ist, wo er sich besonders an den Stellen der magmatischen Spaltungsvorgänge angereichert hat, an welchen Aplite, Porphyre und Lamprophyre als komplementäre Spaltungsprodukte des Magmas entstanden. Natürlich treten manche Gänge am Kontakt auch in die Schiefer über. Da die Eruptivgesteine selbst goldhältig sind, ist auch die Möglichkeit gegeben, daß bei der atmosphärischen Verwitterung derselben es zur Bildung von goldhaltigen Quarzgängen kommen kann; einen solchen Ursprung hält der Verf. für einige SSO. von Knín an der Moldau vorkommende Gänge für wahrscheinlich.

Auch in der weiteren, sowohl südlichen als auch nördlichen und nordöstlichen Umgebung von Knín gibt es sehr zahlreiche Spuren alter bergmännischer Tätigkeit, die an Quarz- und Granitporphyre und Aplite gebunden sind. **Fr. Slavik.**

O. Eypert: Der Golderzbergbau am Roudny in Böhmen. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. **53.** 1905. No. 7. 8.)

P. Krusch: Das Goldvorkommen von Roudny in Böhmen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **54.** 1902. Prot. -58-.)

Der Goldbergbau am Roudny, einem 2 Meilen östlich von Wotitz beim Dorfe Bořkowitz im Bezirke Beneschau gelegenen Hügel, hat sich in letzter Zeit infolge Inbetriebsetzung leistungsfähiger Förder- und Aufbereitungsanlagen sehr versprechend entwickelt und scheint berufen zu sein, Böhmen wieder als Goldland in Ruf zu bringen.

Der erstgenannte Aufsatz gibt einen Überblick der Geschichte des Goldbergbaues im Roudny-Gebiete (Liboun) und befaßt sich im übrigen hauptsächlich mit den besagten neuen Werkanlagen. In lagerstättenkundlicher Beziehung wird angegeben, daß die Golderze auf einem System ziemlich ostwestlich streichender, steil nach Norden einfallender Gänge auftreten, die zumeist ausgesprochene Salbänder besitzen und deren gewöhnlich derbe Gangmasse z. T. aus „glimmerarmem Gneis, Aplit, derbem Quarz, Dolomit, Orthoklas, Plagioklas, Amphibol, Muscovit, Biotit u. a., z. T. aus verändertem Nebengestein“ bestehe. Die Gangart enthält das Gold entweder als feineingesprengtes Freigold, angeblich am reichlichsten dort, „wo rötliche Dolomite in Quarz porphyrartig gruppiert, fein eingesprengten Pyrit führen,“ oder aber als sog. rebellisches Gold an Pyrit

gebunden, was zumeist der Fall ist. Die Gangmächtigkeit variiert zwischen 10 cm und 8 m, ausnahmsweise, zumal an Scharungen, erreicht sie aber bis 20 m. Der Adel ist wechselnd und der Goldgehalt schwankt zwischen 3 bis 30 g pro Tonne Erz.

Krusch hebt hervor, daß — wie er gemeinsam mit Beyschlag ermittelte — der sog. Gneis des Roudny-Gebietes in Wirklichkeit druckflaseriger Granit sei, welcher verschieden große, randlich resorbierte Einschlüsse von Amphibolit enthält. Die eigentlichen Gänge mit Quarz- und Kiesfüllung seien höchstens einige Zentimeter mächtig, sie werden jedoch beiderseits in öfters mehrere Meter mächtigen Zonen von umgewandeltem, mit Quarz und Eisenkies imprägniertem Granit begleitet. Nur dieser verquarzte und verkieste Gneisgranit und die geringmächtigen Kies-Quarzgänge sind bemerkenswert golthaltig. Zuweilen steige der Goldgehalt bis auf mehr als 100 g pro Tonne; im allgemeinen nimmt er von den Spalten nach beiden Seiten hin ab; grobe Kieskristalle sind beträchtlich ärmer an Gold als feinkristalline Aggregate. Die Entstehung der Imprägnationszonen führt Krusch auf kieselsäure-, eisen- und goldführende Mineralwasser zurück, welche auf den Spalten emporstiegen und den Granit zersetzten. Diese Vererzung fand früher statt, ehe das Gebiet von Aplitgängen und von anscheinend tauben Süd-Nordklüften durchsetzt wurde.

Katzer.

J. Sroslik: Der Bergbau auf Eisenerz bei Konic. (Anzeiger d. naturw. Klubs in Proßnitz für 1903. 79—81. 1904. Böhmisch.)

Eingegangene Bergbaue auf Roteisensteine finden sich in der Umgebung der nordmährischen Stadt Konic (NW. von Olmütz) bei folgenden Ortschaften: Břesko, Dzbel, Ladín, Ponikev und Jesenec. Am ergiebigsten war der Bergbau bei dem zuerst und dem zuletzt genannten Orte. Der um d. J. 1860 eingestellte Bergbau wurde in den neunziger Jahren des verflossenen Jahrhunderts zweimal erfolglos wieder versucht.

Fr. Slavik.

F. Katzer: Die Schwefelkies- und Kupferkieslagerstätten Bosniens und der Hercegovina. (Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. d. k. k. montan. Hochschulen Leoben u. Přibram. 53. 1905. III. u. 88 p. 1 Karte, 11 Textfig.)

Verf. gibt zuerst eine Übersicht über die Kiesproduktion von Europa, die u. a. tabellarisch die Gewinnung von 1892 bis 1901 anschaulich darstellt und bespricht sodann kurz die hauptsächlichsten europäischen Lagerstätten in Spanien und Portugal, Frankreich, Deutschland, Norwegen, Österreich-Ungarn, Italien, Rußland, England, Belgien und Schweden. Von diesen haben aber nur die Vorkommen im Süden der Iberischen Halbinsel eine wirkliche Weltbedeutung, außerdem bis zu einem gewissen Grade die norwegischen. Den Lagerungsverhältnissen nach sind es teils Lager und Stöcke, teils Gänge; die ergiebigsten Kieslagerstätten der Welt sind

echte oder epigenetische Lager. Diejenigen, die durch ihre Goldführung größeren Wert haben, sind aber Gänge. Die meisten Kiese werden durch Verbrennung des Schwefels zur Schwefelsäurefabrikation nutzbar gemacht; Schwefel wird aus Kiesen kaum mehr gewonnen, dagegen finden größere Mengen als Zuschläge bei gewissen Hüttenprozessen Verwendung. Der S-Gehalt ist beim Schwefelkies am größten, ebenso beim Markasit, der aber durch Zersetzung leicht einen Teil davon verliert. Reine Schwefelkiesmassen sind aber sehr selten. Die meisten sind durch taube Mittel verunreinigt, ebenso auch durch Beimengung anderer Sulfide, Magnetkies, Kupferkies, Blende, Bleiglanz etc. Alle diese haben einen geringeren Schwefelkiesgehalt, als der Schwefelkies, sind jedoch wegen der in ihnen enthaltenen Metalle, Gold, Silber, Kupfer, Blei, Zink etc. von Bedeutung, wenn letztere in genügender Menge vorhanden sind, z. B. Cu von 3 % ab etc. Auch die lokalen Verhältnisse, Transportmittel etc. sind außer der Zusammensetzung für die Kiesgewinnung und -Verwendung von Bedeutung.

Im Anschluß an diese allgemeinen Betrachtungen werden dann die bosnischen Kieslagerstätten speziell betrachtet. Es sind teils Lager, teils Gänge; die Kiese sind z. T. reich edelmetallhaltig, z. B. ein Gemenge von Schwefel- und Kupferkies, weshalb auch das Vorkommen dieser beiden Kiese bei der nachfolgenden Beschreibung nicht getrennt wurde. Z. T. liegen die Massen nahe dem Meer, um ev. einen überseeischen Transport zu ermöglichen, z. T. ist dies wegen der Lage im Binnenland und der bestehenden Transportschwierigkeiten zurzeit nicht der Fall. Die ganze heutige Produktion geht zur Verwertung ins Ausland.

Es folgt sodann eine mehr oder weniger eingehende Beschreibung der verschiedenen Lagerstätten Bosniens, wobei die geologischen Verhältnisse, z. T. erläutert durch Abbildungen, die Erzführung unter Beifügung vieler Erzanalysen, die Art der Gewinnung etc. berücksichtigt werden. Die Lagerstätten sind die folgenden:

1. Die goldhaltigen Schwefelkiesgänge von Bacovići bei Fojnica; 2. die Eisenkies- und Kupferkieslagerstätten nächst Fojnica; 3. das Schwefelkiesvorkommen von Višnjica südwestlich von Kiseljak; 4. die Schwefelkieslagerstätten des Gebirges von Busovača; 5. das Schwefelkiesvorkommen im Štitgebirge südwestlich von Busovača; 6. die goldführenden Schwefelkiesgänge des Vilenicagebirges bei Travnik; 7. Schwefelkiesvorkommen bei Bugojno; 8. Schwefelkiesvorkommen im Gebirge östlich von Prozor; 9. Schwefelkiesvorkommen auf der Nordseite der Čelinska planina; 10. Schwefelkiesvorkommen im Bezirk Mostar; 11. ein Schwefelkiesvorkommen auf der Südseite der Lisina planina bei Ljubovo; 12. die Kupferkies- und Eisenkieslagerstätten von Sinjako bei Varcar Vakuf; 13. das Schwefelkiesvorkommen bei Prisjeka-Muhamedbeg nordwestlich von Ključ; 14. das Schwefelkiesvorkommen von Koprivna bei Stari-Majdan; 15. Schwefelkiesvorkommen von Podvidača und Lomovita nordwestlich von Stari-Majdan; 16. das Schwefelkiesvorkommen bei Čadjavica südlich von Bosn. Novi; 17. das Eisen- und Kupferkiesvorkommen in der Zviezda planina; 18. Kupferkies-

und Eisenkiesgänge bei Brgulje; 19. das Schwefelkiesvorkommen im Stupnicatale; 20. Kupferkies- und Schwefelkiesvorkommen im Maglajectal an der unteren Krivaja; 21. ebenso bei Kamenica im Krivajagebiet; 22. die Schwefelkies- und Kupferkiesimprägnation von Gare-Brda; 23. kupfer- und eisenkiesführende Gänge im Lipovactale südlich von Vozuca; 24. der Kupferkies- und Eisenkiesgang im Dubokipotok bei Ribnica; 25. das Schwefelkiesvorkommen an der Spreča bei Dubošnica; 26. ebenso von Kalesia; 27. die Schwefelkieslagerstätten von Srebrenica; 28. ein Kupferkiesvorkommen bei Ustiprača; 29. Schwefelkiesvorkommen im Riede Luke bei Čajnica; 31. Kupferkies- und Eisenkiesvorkommen bei Foča.

Damit ist die Zahl der bosnischen Vorkommen indessen noch keineswegs erschöpft, man kennt, allerdings noch nicht näher, noch eine ganze Anzahl, von denen einige freilich nur mineralogische Bedeutung haben, während andere auch Aussicht auf technische Nutzbarkeit bieten. Ausgebeutet werden heutzutage nur die oben unter No. 1 genannten goldhaltigen Schwefelkiesgänge von Bacoviči bei Fojnica, alles übrige muß der Zukunft anheimgestellt werden. **Max Bauer.**

C. W. Hayes and W. Kennedy: Oil fields of the Texas-Louisiana Gulf Coastal Plain. (U. St. Geol. Survey. Bull. **212**. Ser. A. Econ. Geol. 23. Washington 1903. 174 p. 1 geol. Karte. 10 Taf. 12 Abbild. im Text.)

Sogleich nach der Entdeckung des Spindletop oil pool im Januar 1901 wurde das Interesse für die geologische Erforschung der bis dahin wegen Mangels an Aufschlüssen ziemlich vernachlässigten Gulf Coastal Plain in Texas und Louisiana sehr rege. Der vorliegende Bericht enthält nun die Ergebnisse der in der Hauptsache von W. Kennedy im Auftrage des Survey vom Juni 1901 bis Februar 1902 ausgeführten Untersuchungen im Felde, die durch die Bohrungen der verschiedenen sich bildenden Ölgesellschaften wesentliche Unterstützung erfuhren. Diese Bohrungen erschlossen den Untergrund bis zu einer Tiefe von ungefähr 2000 Fuß; das weiter unten folgende Profil ist hauptsächlich darauf begründet.

Der in Frage stehende Teil des Gulf Coastal Plain bildet einen 50—100 miles breiten Küstenstreifen von außerordentlich ruhiger Oberflächenbeschaffenheit. An der Küste und bis etwa 15 oder 20 miles landeinwärts erhebt sich das allgemeine Niveau kaum 3 oder 4 Fuß über die gewöhnliche Fluthöhe; nur in wenigen Punkten sind einige ausgesprochene Erhebungen von geringem Umfang, die die Marschen um 40—50 Fuß überragen.

An diesen Streifen lehnt sich ein in der Hauptsache aus Prärieland bestehender zweiter Streifen an, der nach Nordwesten allmählich um etwa 1 Fuß pro mile ansteigt; auch hier machen sich nur einige wenige Erhebungen, so unter anderem bei Spindletop, geltend, die im Maximum jedoch mit mehr als 83 Fuß über die umgebende Ebene emporragen. Der dritte oder innere, zur Küstenebene gehörige Streifen steigt vergleichs-

weise schnell aus dem zweiten auf und zeigt eine mehr gegliederte, zumeist mit Wald bestandene Oberfläche. Die allgemeine Erhebung dieses Streifens scheint nicht die Höhe von 175—200 Fuß über dem Golf zu überschreiten. Den Marschen sind z. T. langgestreckte Lagunen vorgelagert, die durch Sandbänke und Dünen vom Golf abgeschlossen werden.

Diesem zonalen topographischen Aufbau entspricht im allgemeinen, wenigstens in dem für die Erdölgewinnung fast ausschließlich nur in Frage kommenden östlichen Teile der Küstenebene, auch die Verbreitung der geologischen Bildungen insofern, als von der Küste aus landeinwärts zonenweise immer ältere Schichten zutage treten.

Den geologischen Aufbau lehrt nebenstehendes allgemeine Profil kennen.

Das Liegende der Gulf Coastal Plain-Schichtenreihe bilden die Fayette-Sande, deren Ausstriche die Ebene nach Norden und Nordwesten begrenzen.

Mit den nächst höher folgenden Frio clays, die von anderer Seite, so von Harris, für oligocän gehalten werden, schneidet die eocäne Schichtenreihe ab. Es folgt dann zwischen Eocän und Miocän eine größere Diskordanz.

Die nächstfolgenden, im Profil als c, d und b unterschiedenen miocänen Schichten streichen nicht zutage aus und sind nur durch Bohrungen nachgewiesen worden. Die unterste Abteilung d scheint nicht nur bei Spindletop, sondern auch in den anderen Feldern die Hauptquelle für Erdöl und Gas zu bilden. Ebenso enthält auch die Abteilung b Erdöl und Gas, aber in geringeren Mengen.

Auf die Mitteilung der Einzelprofile kann hier nicht weiter eingegangen werden. Es sei nur hervorgehoben, daß die Bohrungen in den verschiedenen Feldern wiederholt Salzwasser, auch als Begleiter des Erdöls, antrafen und daß auch einige wenige Bohrungen, die die ölführenden Schichten durchsanken, so z. B. bei Spindletop, Gips und Salzläger in einer Mächtigkeit von mehreren 100 m erschlossen.

Die verschiedenen Theorien über die Entstehung des Erdöls betreffend sind die Verf. der Meinung, daß je nach der Natur des Erdöls und den örtlichen geologischen Bedingungen, unter denen es auftritt, sowohl die Theorien anorganischen als organischen Ursprungs, als auch die Kombination beider zur Erklärung herangezogen werden müßten. Die Entstehung des Erdöls der Gulf Coastal Plain sei wahrscheinlich, z. T. wenigstens, mit Hilfe der kombinierten Theorie zu erklären, und zwar durch die Einwirkung sich zersetzender sowohl tierischer als auch pflanzlicher Materie, aber hauptsächlich letzterer, auf Gips.

Die Erdölvorkommen der Gulf Coastal Plain bilden keine eigentliche Stütze der Antiklinaltheorie, die in der appalachischen Region, in Pennsylvanien, im östlichen Ohio und in Westvirginien sich so glänzend bestätigte. Es kommen im Untergrunde der Gulf Coastal Plain keine langgestreckten parallelen Falten, deren Kammlinien die „Öllinien“ bilden, vor wie dort, sondern die Schichten sind im allgemeinen gleichmäßig schwach nach Südosten geneigt. Aber immerhin sind die bei den oil pools von Spindletop, Damon Mound und anderswo nachgewiesenen kreisförmigen oder elliptischen Schichtengewölbe, wenn auch nach Entstehung unver-

Alter	Bezeichnung der Schichten	Mächtigkeit (Fuß)	Petrographische Beschaffenheit
Rezent		5—25	Küstenmarsch.
Pleistocän und wahrscheinlich etwas Pliocän	a) Beaumont clays	25—400	Braune Tone und Sande mit rezenten Schalen und großen Mengen von Holz.
	b) Columbia sands	50—200	Verschiedenfarbige Sande mit Zwischenlagen von blauem und gelbem Ton, etwas verfaultem Holz und einem Grandlager an der Basis. In den Tonen bei Sour Lake sind Mammut, *Megalonyx*, *Equus*, *Smilodon fatalis* etc. gefunden worden. Spuren von Öl.
Miocän und wahrscheinlich etwas Pliocän	a) Lafayette sands	30—375	Blaue und rote Tone und Sande.
	b)	300—480	Blaue und braune Tone mit dünnen Zwischenlagen von Kalk (enthält etwas Öl).
	c)	200	Blaue Tone mit Sandsteinbänkchen.
	d)	300	Blaue, rote und graue Tone und Sande mit Bänkchen von dolomitischem Kalk (enthält Schwefel, Gips, Gas und Erdöl). Fossilien sicher miocänen Alters.
Eocän	a) Frio clays	260	Verschiedenfarbige, feingeschichtete Tone mit zahlreichen Kalkkonkretionen und kleinen Gipskristallen.
	b) Fayette sands	400	Graue Sande und grauer Sandstein mit Zwischenlagen von grauen und weißen Tonen. Nach oben zu enthält der Sandstein zahlreiche Pflanzenreste.
	c) Yegua clays	1000	Dunkelblaue, gipshaltige Tone und graue Sande m. beträchtl. Lignitablagerungen.
	d) Cook Mountain beds	390	Fossilführende Grünsande und Tone mit Eisenerz und einigen wenigen Lignitflözchen. Claiborne Fauna.
	e) Mount Selman beds	260	Braune und blaue Sande und Tone, glaukonitischer Sandstein und Limonit.
	f) Lignitic	1060	Verschiedenfarbige Sande mit zwischengelagerten verschiedenfarbigen Tonen und mächtigen Lignitflözen.
	g) Wills Point clays	260	Gelbbraune Sande mit Geröllen v. Sandstein und Kalkstein; geschichtete u. massige Tone und fossilführender Kalkstein.

Kreide.

gleichbar den langgestreckten Antiklinalen der appalachischen Region, von Bedeutung für die Ansammlung von Erdöl gewesen. Der Betrag an Öl, den die Untergrundschichten der Gulf Coastal Plain insgesamt enthalten, muß ein enormer sein, denn fast jede tiefere Bohrung hat geringe Mengen Öl angetroffen, und gewöhnlich in verschiedenen Horizonten. Daß es vergleichsweise zu räumlich nur sehr begrenzten oil pools gekommen ist, hat nicht nur seinen Grund in dem Mangel an langgestreckten Antiklinalen, die in der appalachischen Region langgestreckte schmale oil pools schufen, sondern besonders in dem schnellen streichenden Gesteinswechsel, der bei sonst günstigen Bedingungen — Schichtenaufwölbung mit undurchlässiger Kappe — die Bildung räumlich ausgedehnterer Ölreservoire verhinderte.

Die bekannten Öl-, Gas- und Salzvorkommen sind, wie eine Karte veranschaulicht, an Südwest—Nordost streichende Linien geknüpft, die Dislokationen (Verwerfung und sekundäre lokale antiklinale Faltung) entsprechen sollen. Bemerkenswert ist, daß diese Linien parallel zu der großen Balcones-Verwerfung im mittleren Texas verlaufen.

Den Schluß des Berichtes bilden Mitteilungen über die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Texas-Louisiana-Erdöls; ferner die Verwendung desselben, sowie die in Anwendung gekommenen Bohrmethoden.

O. Zeise.

J. A. Bownocker: The occurrence and exploitation of petroleum and natural gas in Ohio. (Fourth series. Bull. 1. Geol. Survey of Ohio. 308 p. 9 Karten. 6 Taf. Columbus. Ohio. 1903.)

Dieses Werk gibt eine zusammenfassende Darstellung der Geschichte und der Produktion der Öl- und Gasfelder Ohios, die, wie es in dem Überreichungsbericht des state geologist Edward Orton jr. an den Gouverneur von Ohio heißt, der Erschöpfung nahe zu sein scheinen (There seems good ground for believing that the supply of oil and gas is shortlived). Es sei nur kurz auf den Inhalt eingegangen.

Die öl- und gasführenden Gesteine besitzen im Staate Ohio eine große stratigraphische Verbreitung: Untersilur (Ordovician), Obersilur, Devon (nur Gas), Untercarbon und Obercarbon.

Im Untersilur ist das öl- und gasführende Gestein der Trenton-Kalk der zurzeit die Haupt-Erdölquelle in Ohio bildet und wahrscheinlich von keiner andern Formation auf der ganzen Erde übertroffen wird.

Interessant ist der Nachweis des älteren Edward Orton, daß die öl- und gasführenden Schichten des Trenton-Kalkes dolomitischer Natur sind, was das Gestein porös und so zur Aufnahme von Öl und Gas fähig macht; außerhalb der produzierenden Gebiete im nordwestlichen Ohio findet sich der normale Trenton-Kalk mit mindestens 75 % $CaCO_3$ (eine Analyse z. B. des Findlay gas rock dagegen ergab 53,50 % $CaCO_3$ und 43,05 % $MgCO_3$)[1].

[1] Dieser Nachweis hat jedoch keinen generellen Wert, denn neuere Bohraufschlüsse in Texas haben, wie Verf. später erwähnt, gezeigt, daß auch normaler Kalkstein bedeutende Oelmengen fassen kann; so enthält z. B. das Oelgestein des großen Beaumont-Feldes in Texas über 97 % $CaCO_3$.

Der Trenton-Kalk ist überall im tieferen Untergrund des ganzen Staates Ohio angetroffen worden, sofern die Bohrungen nur tief genug niedergebracht wurden (1000 bis über 2000 Fuß); nur an einer Stelle, in der südwestlichen Ecke des Staates tritt er entlang dem Ohio river zutage, um weiter südlich in Kentucky die Oberfläche auf größere Erstreckungen zu bilden.

Salzwasser tritt fast überall als Begleiter von Öl und Gas auf, kommt aber nirgends in so enormen Mengen vor, wie in Wood County, wo noch heute, trotzdem während 15 Jahre Tausende von Pumpen in Tätigkeit traten, die Gewinnung dadurch erschwert ist.

Im Jahre 1885 wurde zum ersten Male Öl in den Trenton-Schichten nachgewiesen; die Produktion in diesem Jahre war vergleichsweise nur gering. Die folgenden Jahre brachten einen kolossalen Aufschwung in der Produktion, wie folgende Tabelle zeigt:

Höhe und Wert der Öl-Produktion des Trenton-Kalkes n Ohio von 1886 bis 1901:

Jahr	Produktion (Barrels)	Wert $
1886	1 064 025	—
1887	4 650 375	—
1888	9 682 683	—
1889	12 153 189	—
1890	15 014 882	—
1891	17 315 978	—
1892	15 169 507	—
1893	13 646 804	—
1894	13 607 844	—
1895	15 850 609	11 372 812
1896	20 575 138	13 723 617
1897	18 682 677	8 967 685
1898	16 590 416	10 244 582
1899	16 377 174	14 718 985
1900	16 884 358	16 673 304
1901	16 176 293	13 911 612

Das Obersilur besitzt in sandigen Schichten der Clinton-Gruppe und des Unteren Helderberg-Kalkes Öl- und Gasreservoire, doch tritt das Öl gegenüber dem Gas hier weitaus zurück. Die Clinton-Gruppe setzt sich im südwestlichen Ohio, wo sie zutage tritt, wesentlich aus hochkristallinem Kalkstein zusammen; erst nordwärts unter Bedeckung jüngerer Schichten macht sich ein Gesteinsfazieswechsel geltend, der ungefähr im zentralen Teile des Staates seine größten Ausmaße zeigt, insofern hier der Kalk fast ganz durch Schieferton und Sandstein vertreten ist. Der letztere beherbergt Gas-Reservoire in Fairfield, Hocking, Lickning und Knox County, während Öl nur an je einer Stelle in Clinton und in Perry County sich vorfindet. Der gasführende Clinton-Sand ist in Tiefen bis über 2000 Fuß erreicht worden.

Der untere Helderberg-Kalk liefert nur an einer Stelle in der Nähe von Jefferson (Ashtabula County), aus einer 30—40 Fuß mächtigen, dem Kalk zwischengelagerten Sandschicht Gas und Öl aus ungefähr 2000 Fuß Tiefe. Das Gas findet sich an der Oberkante der Sandschicht und wird von einem ausgedehnten, der Gasgewinnung sehr hinderlichen Salzwasser-Reservoir direkt unterlagert. Eine Anzahl Städte und Dörfer wurden von diesem Felde aus mit Feuerung versehen. Öl-Vorkommen sind nur in geringer Anzahl vorhanden und unbedeutend in der Produktion.

Das Devon hat sich ölfrei erwiesen und produziert, wie schon oben bemerkt, nur Gas und zwar allein aus den Ohio-Schiefern, wo es in verschiedenen Horizonten vorkommt. Es sind jedoch immer nur geringe Mengen, die wohl für häusliche Zwecke ausreichen, kommerziell gewöhnlich aber bedeutungslos sind. Die Vorkommen liegen hauptsächlich in den Counties entlang dem Erie-See in der Nordost-Ecke des Staates.

Das Carbon setzt die Oberfläche der östlichen Hälfte des Staates zusammen, doch sind die bedeutenden Öl- und Gasreservoire auf die Distrikte beschränkt, wo das obere, produktive Carbon die Oberfläche bildet. Das Öl- und Gasterritorium carbonischen Alters wurde als erstes erschlossen, ist aber jetzt in der Produktion weit überholt vom untersilurischen Trenton-Kalk. Die Vorkommen besitzen stratigraphisch große Verbreitung, wie folgende Aufzählung der öl- und gasführenden Horizonte des Carbons dartut:

Obercarbon (Coal measures)	Goose Run sand	
	Mitchell sand	
	First Cow Run sand	
	Macksburg sand	
	Second Cow Run sand	
	Pottsville conglomerate	Salt sand
		Maxton sand
Untercarbon	Maxville limestone (Mountain lime)	
	Logan group	Keener sand
		Big Injun sand
		Squaw sand
	Berea grit.	

Die Tiefe der Öl-Lagerstätten schwankt entsprechend der großen stratigraphischen Verbreitung sehr beträchtlich und zwar ungefähr zwischen 50 bis fast 3000 Fuß. Salzwasser ist häufig auch hier Begleiter des Öles, doch gibt es auch absolut salzwasserfreie Vorkommen.

Höhe und Wert der Ölproduktion des Carbons[1]:

[1] Das sind doch recht bedeutende Zahlen, die zum Widerspruch herausfordern gegen folgende Aeußerung von H. Monke und F. Beyschlag: „Ein Versuch, die fossilen Anhäufungen verkohlter Pflanzenreste aus früheren Erdperioden, namentlich die Steinkohlenflöze, als Ausgangspunkt des Erdöls zu betrachten, scheitert daran, daß das Vorkommen beider vollständig unabhängig voneinander ist. Wir kennen nur ganz vereinzelte Fälle, wo kleine Mengen Erdöl oder verwandter Körper in räumlicher Verknüpfung mit Steinkohlen auftreten.“ (Zeitschr. f. prakt. Geol. Jahrg. 1905.

Jahr	Produktion (Barrels)	Wert $
1895	3 693 248	5 018 201
1896	3 365 365	3 966 924
1897	2 877 193	2 262 193
1898	2 147 610	1 957 010
1899	4 764 135	6 243 075
1900	5 476 089	7 406 734
1901	5 470 850	6 619 342

Folgende Tabelle gibt die jährliche Höhe der Erdölproduktion der Vereinigten Staaten von 1859, dem Beginne der Industrie, an, sowie die des Staates Ohio (Beginn der Industrie 1876) bis zum Jahre 1901[1]:

Jahr	Ohio (Barrels	Ver. Staaten zu 42 Gallonen)	Jahr	Ohio (Barrels	Ver. Staaten zu 42 Gallonen)
1859 . .	—	2 000	1881 . .	33 867	27 661 238
1860 . .	—	500 000	1882 . .	39 761	30 510 830
1861 . .	—	2 113 609	1883 . .	47 632	23 449 633
1862 . .	—	3 056 690	1884 . .	90 081	24 218 438
1863 . .	—	2 611 390	1885 . .	661 580	21 858 785
1864 . .	—	2 116 109	1886 . .	1 782 970	28 064 841
1865 . .	—	2 497 700	1887 . .	5 022 632	28 283 483
1866 . .	—	3 597 700	1888 . .	10 010 868	27 612 025
1867 . .	—	3 347 300	1889 . .	12 471 466	35 163 512
1868 . .	—	3 646 117	1890 . .	16 124 656	45 823 572
1869 . .	—	4 215 000	1891 . .	17 740 301	54 292 655
1870 . .	—	5 260 745	1892 . .	16 362 921	50 509 657
1871 . .	—	5 205 234	1893 . .	16 249 769	48 431 066
1872 . .	—	6 293 194	1894 . .	16 792 154	49 344 516
1873 . .	—	9 893 786	1895 . .	19 545 233	52 892 276
1874 . .	—	10 926 945	1896 . .	23 941 169	60 960 361
1875 . .	—	12 162 514	1897 . .	21 560 515	60 475 516
1876 . .	31 763	9 132 669	1898 . .	18 738 708	55 364 233
1877 . .	29 888	13 350 363	1899 . .	21 142 108	57 070 850
1878 . .	38 179	15 396 868	1900 . .	22 362 730	63 362 704
1879 . .	29 112	19 914 146	1901 . .	21 648 083	69 389 194
1880 . .	38 940	26 286 123			

p. 421.) Kohlenflöze sind wiederholt in einer großen Anzahl von Counties und zwar soweit die Resultate der Erdölbohrungen mitgeteilt sind, bis zu einer Maximalmächtigkeit von 10 Fuß (eine Bohrung in Athens County) durchsunken worden. Man kann daher nicht, wie Monke und Beyschlag es tun, generell sagen, daß das Vorkommen von Kohle und Oel vollständig unabhängig voneinander ist. Damit fällt denn auch der Schluß, den die beiden Autoren gegen die Möglichkeit der Entstehung des Erdöls auch aus verkohlten Pflanzenresten, namentlich Steinkohlenflözen, ziehen. Ref.

[1] Die Produktionsziffer der Vereinigten Staaten für das Jahr 1875 schließt alles Erdöl ein, das vor 1876 in Ohio, West-Virginien und Kalifornien gewonnen wurde.

Das Schlußkapitel behandelt die verschiedenen anorganischen und organischen Theorien über Entstehung des Erdöls und Gases und die geologischen Bedingungen, unter denen letztere auftreten. Die anorganischen Theorien verwirft Verf., da den Erdöl-Vorkommen hierfür wenigstens in den Vereinigten Staaten im allgemeinen, sowie Ohios im besonderen die geologischen Bedingungen fehlen. Keiner der organischen Theorie schließt Verf. sich ausdrücklich an, ist aber, wie es auch allgemeiner angenommen wird, der Meinung, daß sowohl pflanzliche als auch tierische Reste als Ausgangspunkt des Erdöls in Betracht kommen müssen. Mit keinem Worte wird auf einen etwaigen ursächlichen Zusammenhang zwischen Erdöl und Salzwasser hingewiesen; ist Salzwasser meistens auch Begleiter des Erdöls, so gibt es anderseits in Ohio auch absolut salzwasserfreie Erdöl- und Gasvorkommen. Hinsichtlich der geologischen Bedingungen, unter denen Öl und Gas auftreten, wird der sogen. Antiklinaltheorie keine generelle Bedeutung beigemessen. **O. Zeise.**

J. H. Sachse: Über die physikalische Beschaffenheit nordwestdeutscher Erdöle. (Chem. Revue. 1904. 56 u. 105; Zeitschr. f. prakt. Geol. **12**. 1904. 408.)

Es werden die Eigenschaften des Wietzer Rohöles, des Ölheimer Öles und des Öles aus Hänigsen beschrieben, sowie die Ausbeute bei der Verarbeitung des Wietzer Rohöles behandelt im Vergleich mit den Ausbeuten aus elsässischen, galizischen, rumänischen, pennsylvanischen und Baku-Ölen. **A. Sachs.**

L. Mrazec: Distribuirea geologică a zonelor petrolifere in România. Bucuresci 1903. 13 p.

C. Alimanestianu, L. Mrazec und Vintila Bratianu: Arbeiten der mit dem Studium der Petroleumregionen (Rumäniens) betrauten Kommission. Bukarest 1904. Mit 1 Karte und zahlreichen Profilen im Text. 106 p.

Die erstgenannte Abhandlung gibt eine gedrängte geologische Übersicht der Erdölvorkommen Rumäniens, von welchen einige wenige in den Bezirken Dambovita und Prahova der Kreide zugeschrieben werden, während alle anderen dem Paläogen und dem Neogen angehören.

Die zweite Abhandlung bringt einen sehr instruktiven bergwirtschaftschaftlichen Überblick der dermaligen Petroleumerzeugung Rumäniens und behandelt die geologischen Verhältnisse der einzelnen Vorkommen eingehender. Es hat sich ergeben, daß in Rumänien Erdöl auf primärer Lagerstätte anscheinend nur im Paläogen und in der miocänen Salzformation vorkommt; in anderen Schichtengliedern befindet es sich auf sekundärer Lagerstätte und ist infolge orogenetischer Vorgänge dahin gelangt. Die Erdölzonen sind fast durchweg außerordentlich gestört und lassen jene Regelmäßigkeit der Struktur und des Anhaltens, wie sie in Nordamerika, im Kaukasus und auch in Galizien vielfach besteht, fast völlig vermissen,

ja oft treten Änderungen im Verhalten schon auf ganz kurze Erstreckungen ein. Gegenwärtig sind Erdölvorkommen in Rumänien auf 87 Lokalitäten bekannt, wovon jedoch erst 5 oder 6 einigermaßen zulänglich aufgeschlossen sind. Die Gesamtproduktion betrug im Jahre 1903 rund 40 000 Waggons, welche mittels 736 Handbrunnen und 193 Sonden (von 2433, bezw. 469 bestehenden) gewonnen wurden. Hiervon entfielen auf den paläogenen Flysch der Moldau 2,32 %, auf die miocäne Salzformation der Moldau 0,18 %, auf die gleiche Salzformation der Walachei 1,64 %, auf die sarmatischen Ablagerungen 1,50 %, auf das Oligocän und mäotische Schichten 87,74 % und auf die Kongerien- und Bifarcinatenschichten der Rest (6,62 %), so daß an der gesamten Erdölerzeugung Rumäniens die Walachei mit rund 97,5 und die Moldau mit 2,5 % partizipierte.

Der näheren Erörterung der geologischen Verhältnisse der einzelnen Erdölvorkommen, womit zugleich statistische Bemerkungen und technische Betrachtungen verbunden werden, ist ein besonderer Abschnitt (p. 43—104) der lehrreichen Abhandlung gewidmet. Von tektonischen Gesichtspunkten aus wird das ganze Gebiet des Königreiches Rumänien in 7 Zonen zerlegt, welche in der Karte durch verschiedene Farben sehr anschaulich dargestellt sind. Es sind dies: 1. Die Klippenzone, bestehend aus zwei, an der Grenze gegen die Bukowina und gegen Siebenbürgen gelegenen, wesentlich kristallinischen Inseln, von welchen die nördliche den wenig umfangreichen westlichen Ausläufer des Distriktes von Suceava einnimmt, die südliche aber sich vom Jalomita-Tal westwärts bis zur Donau erstreckt. 2. Die Flyschzone, welche die westliche Landesgrenze zwischen den beiden Inseln der Klippenzone begleitet und mit diesen zusammen die rumänische Gebirgsregion bildet. 3. Die subkarpathische Zone, welche sich von Osten her an die Flyschzone anschließt, im nördlichen und mittleren Abschnitt hauptsächlich die stark gefaltete miocäne Salzformation, im südlichen aber auch paläogene Inseln und Klippen umfaßt und hier besonders kompliziert gebaut ist. 4. Das westliche rumänische Hügelland, welches sich von der südlichen kristallinischen Insel bis zur Donau erstreckt und fast nur aus flach gegen Süden und Südosten einfallenden Neogenschichten besteht. 5. Die Moldauer Platte, welche sich an die subkarpathische Zone gegen Osten zu anschließt und sich bis nach Bessarabien ausdehnt. Es ist eine aus ungestörten sarmatischen Schichten aufgebaute, nur im Süden teilweise auch von pontischen Ablagerungen bedeckte Hochebene. Sie bildet mit der 3. und 4. Zone zusammen das rumänische Hügelland. 6. Die rumänische Ebene, welche südlich von der Moldauer Platte und der subkarpathischen Zone sich zur Donau erstreckt und ein von mächtigen Lößablagerungen ausgeebnetes Senkungsfeld vorstellt. 7. Die Dobrudja, ein in seinem Bau und seiner Entwicklung vom Karpathenbogen völlig unabhängiger alter Horst. Von diesen sieben tektonischen Einheiten Rumäniens haben sich bis jetzt vorzugsweise die Flyschzone und die subkarpathische Zone als erdölführend erwiesen; minder bedeutende Vorkommen sind im westlichen rumänischen Hügelland bekannt und auch in der Moldauer Platte und in der rumäni-

schen Ebene kommt Petroleum, allerdings anscheinend nur in geringer Menge vor, worüber indessen genauere Untersuchungen noch ausstehen.

Auf die Beschreibung der einzelnen Erdöllagerstätten ist hier nicht möglich einzugehen; nur im allgemeinen sei bemerkt, daß in der Flyschzone ergiebige Petroleumlinien auf den paläogenen Flysch beschränkt sind und hauptsächlich entlang der großen Dislokation auftreten, welche die südliche tektonische Grenze der Flyschzone bildet. Am erdölreichsten scheinen die Târgu-Ocna-Schichten (Obereocän-Unteroligocän) zu sein; in der Kreide (zumeist Senon) unternommene Petroleumschürfungen mußten wegen Resultatslosigkeit aufgelassen werden.

In der subkarpathischen Zone sind Erdöllagerstätten in paläogenen Schichten auf der Halbinsel von Văleni vorhanden und scheinen im jüngeren Oligocän (welches die Autoren zum Paläogen einbeziehen) am versprechendsten zu sein, da sich unterstes Oligocän und Eocän schon in geringen Tiefen als in der Regel nicht ergiebig erwiesen haben; die sonstigen Erdölvorkommen gehören jüngeren Formationen an, hauptsächlich der Salzformation, welche in der subkarpathischen Region als eine vom Oligocän bis zum Sarmatischen reichende Lagunenfazies des Mediterran angesehen wird. Von einzelnen der in sarmatischen, mäotischen oder noch jüngeren Schichten auftretenden Erdölvorkommen wäre es nicht unmöglich, daß sie sich auf sekundärer Lagerstätte befinden und ihren Ursprung in paläogenen, in der Tiefe verborgenen Ablagerungen haben.

Im westlichen rumänischen Hügelland sind dermalen Petroleumvorkommen nur in zwei Bezirken bekannt. Im Distrikt Râmnicu-Vâlcea treten sie in der Salzformation auf, welche hier, in der kleinen Walachei, helvetischen Alters ist; im Distrikt Gorj finden sie sich in wahrscheinlich pontischen Schichten. Versprechend scheinen diese Vorkommen nicht zu sein.

Von den zahlreichen Profilen, mit welchen die Autoren ihre Darlegungen illustrieren, sind die allermeisten glänzende Belege für H. Höfer's bekannte Antiklinaltheorie. **Katzer.**

Topographische Geologie.

Arnold Heim: Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1905. No. 3. 89—119.)

Verf. geht vom Säntisgebirge aus, in dessen Schilderung Ref. hier nicht eintritt, weil er darüber später an der Hand des großen Heim'schen Werkes noch zu berichten hat. Das Säntisgebirge besitzt keine Wurzel. Das ergibt sich besonders aus folgendem: 1. Das ganze Gebirge besteht aus Kreide; auch in den tiefsten Gewölbekernen zeigt sich nie Jura. 2. Der Saxschwendi-Bruch bewirkt eine Horizontalverschiebung von anderthalb Kilometer. 3. Aus der Ausquetschung der subalpinen Eocänzone im Norden des Säntismassivs und anormaler Auflagerung der Kreide auf dem Flysch. 4. Der Beschaffenheit des Westendes des Gebirges, wo drei von seinen

sechs Hauptgewölben zu Rudimenten reduziert und fadenförmig in die Länge gestreckt sind, wie es bei einem autochthonen Faltengebirge gar nicht denkbar wäre.

Über den Gulmen hängen die Churfirsten mit dem Säntisgebirge zusammen; beide gleichen sich auch stratigraphisch ganz. Die gewaltigen Felswände, mit denen die Churfirsten zum Walensee abstürzen, bilden eine normale cretaceische Schichtfolge. An der Basis des Valanginien liegen aber, von einer Überschiebungsfläche abgeschnitten, Flysch und Nummulitenkalk, die das Hangende einer zweiten normalen Schichtserie bilden, welche unter der wurzellosen Säntis-Churfirsten-Masse liegt. (Dies Eocän gehört jener Eocänzone an, die sich vom Urnersee über den Pragelpaß nach Näfels und zum Walensee verfolgen läßt und die zwei faziell ganz verschiedene Kreidebildungen voneinander trennt.) Die erwähnte Überschiebungsfläche senkt sich gegen Walenstadt zu. Sie trennt dann nicht mehr Eocän und untere Kreide, sondern es ruht der Dogger der oberen Decke auf dem Balfriesschiefer (Portland) der unteren.

Die untere Decke steigt in südwestlicher Richtung an. Sie bildet den Mürtschenstock, dessen unmittelbare Fortsetzung auf Eocän ruht. Teile eines verkehrten Malm-Mittelschenkels sind erhalten. Auch diese Schichtserie hat also keine Wurzel in der Tiefe. Verf. nennt sie die Mürtschendecke.

Die Überschiebungsflächen sind in der großen Verrucanomasse südlich des Walensees noch nachweisbar. Oberholzer hat innerhalb derselben verquetschte Liaslinsen gefunden, die Mittelschenkelreste der Säntisdecke darstellen. Der Verrucano gehört drei verschiedenen tektonischen Einheiten an, der unteren Glarner Decke („Nordflügel der Glarner Doppelfalte"), der Mürtschendecke und der Säntisdecke. Die Wurzellosigkeit der (eigentlichen) Glarner Decke ist bekannt. Am Glärnisch liegt sie auf dem Flysch des basalen, wurzelnden Gebirges und darüber liegen Mürtschen- und Säntisdecke. Die Glarner Decke wurzelt im Vorderrheintal am Südrande des Aarmassivs. Auch die beiden höheren Decken müssen von dort stammen. Bei ihrem Vorstoß nach Norden blieb ihr jurassischer Kern zurück.

Westlich des Linthtales senkt sich die Säntisdecke. Auf ihrem Flysch lagert sich eine weitere, aus Kreidegesteinen bestehende, Überfaltungsdecke, die „Rädertendecke" genannt wird. Sie ist mit der (hier nicht mehr in sich gefalteten) Säntisdecke durch eine liegende Mulde verbunden, deren Umbiegung am Wiggis sichtbar wird. (Derselben entspricht im Osten die Mulde des Sichelkammes oberhalb Walenstadt.)

Über die sich nach Westen senkende Rädertendecke legt sich die Drusbergdecke, die sich ihrerseits ebenfalls zunächst westwärts senkt, südlich des Muota-Tales aber wieder ansteigt. Ihr Flysch trägt die Iberger Klippen und westlich des Vierwaldstättersees in einer weiteren Senkungsregion die Klippen des Buochser- und Stanserhorns.

Die erwähnte Eocänzone Betlis (Walensee) — Pragel — Sisikon fällt im Riemenstaldener Tal unter den Frohnalpstock ein. Auch dieser ist wurzellos. Er gehört zur Drusbergdecke. (Die Eocänzone muß übrigens,

da sie im Osten unter die Säntisdecke einschließt, zweiteilig sein.) Am Vierwaldstättersee sind die Glarner, Mürtschen- und Säntisdecke sehr reduziert. Die Rädertendecke ist verschwunden. Das beweist, daß die Überfaltungsdecken sich im Streichen in bezug auf Form und Größe rasch ändern. All die höheren Decken sind Verzweigungen der großen Glarner Decke. Der jurassische Gewölbekern dieser letzteren bleibt im Süden auf den Bergen zurück. Er ist auf den Flysch von Flüelen geschoben.

Den Stirnrand der (unteren) Glarner Decke sieht Verf. mit Lugeon in der „frontalen Gliederkette", die sich am Außenrand des Alpengebirges vom Walensee ab über die Wagetenkette, die Aubrigs, Rigi-Hochfluh, Vitznauerstock, Bürgenstock, Pilatus, Schrattenfluh bis zum Thuner See verfolgen läßt. Diese Ketten sind im Streichen zerrissen und in die Länge gestreckt. Der Stirnrand der nach Norden gestoßenen Überfaltungsdecke bog sich vor und die Stirngewölbe wurden um die Differenz von Bogen und Sehne seitlich in die Länge gezogen. Die höheren Decken quetschten diese frontalen Partien ab und der fortwirkende Druck richtete sie auf.

Durch die Erkenntnis, daß die Glarner Alpen aus großen Überfaltungsdecken bestehen, finden die bisher unverständlichen stratigraphischen Verhältnisse des Gebirges ihre Erklärung. Die Kreide z. B. ist in der Glarner Decke meist tektonisch reduziert, in der Mürtschendecke gut, am mächtigsten aber in der Säntisdecke entwickelt, in der Drusbergdecke nimmt sie wieder ab. Nun hat man nicht mehr das unverständliche Bild, daß am Südrande des Aarmassivs, am Kistenpaß, die Kreide vorhanden ist, in der Mitte, in der Windgällenregion, fehlt und im Norden, im Säntis, am mächtigsten ist. Jetzt wissen wir, daß die Kreideschichten, die jetzt ganz vorn im Norden liegen, am weitesten im Süden abgelagert wurden. Die Kreidebildungen nehmen nun einfach von Norden gegen das Innere der Alpen allmählich zu und zeigen dann den Beginn einer Abnahme. Mit anderen Worten: Die nördliche Grenze des Kreidemeeres lag etwa am Nordrand des jetzigen Aarmassivs.

Verf. geht dann noch auf die vergleichende Morphologie und Entwicklungsgeschichte der Überfaltungsdecken ein. Dieselben sind aus Falten, nicht aus Brüchen hervorgegangen. Die Gewölbeumbiegungen zeigen kolossale Verdickung der Schichten (wie das bei gewöhnlichen Falten in kleinem Maßstab auch auftritt). Der ganze helvetische Rand der nordschweizerischen Alpen besteht daher aus Kreidegesteinen. Der Malm blieb auch wegen des Widerstandes des massigen Hochgebirgskalkes gegen die Faltung zurück.

Eine Überfaltungsdecke entwickelt sich später oder höchstens gleichzeitig mit einer unter ihr liegenden. Die Einwirkung der höheren Decken auf die tieferen ist sehr bedeutend. Die Verzweigung einer Decke kann nur oben, wo ein Ausweichen möglich ist, stattfinden. Man unterscheidet an einer Decke verschiedene Regionen, die Verf. mit besonderen Namen belegt und die er in einer Zeichnung darstellt. Wo die Stirnregion mit der Senkungszone zusammenfällt, entstehen „Tauchdecken", wie sie am Simplon auftreten.

Die Überfaltungsdecken der Schweiz sind von SO. gegen NW. geschoben. Das zeigt der Verlauf der Stirn- und der Wurzelregionen an. Eine Schleppung der Unterlage ist stets gegen N. oder NW. gerichtet. Das Aarmassiv und die Glarner Decken waren zur Zeit der Deckenbildung von einem mächtigen Flyschmantel umhüllt. Unter diesem sind die Glarner Überfaltungsdecken entstanden.

Mit einem Ausblick auf die Stellung der Glarner Decken zu den übrigen Decken der Alpen und mit dem Hinweis darauf, daß die großen Überfaltungsdecken von der Schweiz nach den Ostalpen hinüberleiten, daß also offenbar keine geologische Grenze zwischen West- und Ostalpen vorhanden ist, schließt der inhaltreiche Vortrag. **Otto Wilckens.**

P. Arbenz: Über die Fortsetzung der Überfaltungsdecken westlich des Urnersees (Vierwaldstättersee). (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1905. No. 3. 3 p.)

Westlich des Urnersees lassen sich zwei Schubmassen unterscheiden, von denen die untere der Glarner, die obere der Drusbergdecke entspricht. Zu letzterer gehören die Bauenstöcke, Brisen und wohl alle aus Kreidegesteinen bestehenden Berge zwischen Brünigpaß und Engelberger Tal. Zur unteren Schubmasse gehören Urirotstock, die Melchtaler Berge, Schwarzhorn, Faulhorn, Männlichen, Schildhorn. Die Breite der Überfaltungsdecken ist in Unterwalden geringer als in Schwyz, Glarus und St. Gallen; aber dafür ist der Zusammenschub innerhalb der einzelnen Massen, namentlich der unteren, um so größer. Im Engelberger Gebiet herrschen gegen Norden überstürzte Falten vor. Wo die Stauung besonders stark ist, trifft man harmonikaartige Zickzackfalten an. Die Überschiebungsfläche fiel in diesen westlichen Gebieten schon primär steiler nach Norden ein als weiter östlich in Uri und Glarus. Ob die Höhe der kristallinen Zentralmassive von Einfluß auf das Ausmaß des Vordringens der Schubmassen gewesen ist, läßt sich nicht ohne weiteres sagen. Ihre jetzige Höhe haben ja diese Massive wahrscheinlich relativ jungen Bewegungen zu verdanken. In den Schweizer Alpen hat sich allem Anschein nach der Schub dort, wo eine Decke zurückbleibt, um so mehr auf eine andere konzentriert, so daß die Überfaltungsdecken sich gewissermaßen ablösen. Wo z. B. zwischen Aar- und Mont Blanc-Massiv die Voralpendecken weit vorstoßen, sind die helvetischen Decken schwach entwickelt. **Otto Wilckens.**

V. Uhlig: Bau und Bild der Karpathen. (Bau und Bild Österreichs. 3. Teil. 651—911. Mit 1 tekton. Karte u. zahlreichen Abbild. Wien 1903.)

Unter den vier selbständigen Arbeiten, welche unter dem gemeinsamen Titel „Bau und Bild Österreichs“ veröffentlicht sind, enthält die Uhlig'sche Schilderung der Karpathen wohl die größte Summe eigener Forschungen und neuer Beiträge, die z. T. auch noch über das hinaus-

gehen, was in früheren Schriften über Karpathen von ihm schon geboten wurde. Ein Auszug ist nicht leicht, bietet aber doch vielleicht den Vorteil, daß die leitenden Ideen aneinandergereiht hervortreten, während allerdings das Detail vernachlässigt werden mußte.

Ein Zusammenhang der Karpathen mit den Alpen wird durch Teile der Zentralzone und Sandsteinzone deutlich vermittelt; man kann sagen, daß die kleinen Karpathen schon in den Gneisen der Hundsheimer Berge bei Hainburg a. Donau ihren Anfang nehmen, und daß die oberjurassischen Berge zwischen Nikolsburg und Ernstbrunn auch jene Lücke im Fortstreichen des Wiener Sandsteins überbrücken, welche als eine wirkliche Bresche in die Verbindungsstelle der beiden Gebirge gelegt ist, aber die auffallende Schwächung des Gebirgsgerüstes an jener Stelle bleibt doch eine wichtige Tatsache. Östlich dieser Einfallspforte des miocänen Meeres kommt die Sandsteinzone, bisher ein schmales Band, zu mächtiger Entfaltung und landschaftlicher Selbständigkeit, während die Kalkzone zusammenschrumpft und die Zentralzone sich in eine Bogenreihe von Zentralkernen auflöst. Die anfänglich geringe Höhe des Gebirges steigt nach Osten und kulminiert in der Tatra (2663 m), fällt rasch ab und gewinnt in den Ost- und Südkarpathen wieder Beträge von 2000 m. Die größten Höhen sind im allgemeinen an das Vorgebirge gebunden, aber die Wasserscheide liegt auf den in jüngerer Zeit aufgewölbten Rücken der Sandsteinzone.

Eine Gliederung der Karpathen auf geohistorischer Grundlage ergibt folgende Gruppen:

I. Die Sandsteinzone, welche als jüngeres Element alle Teile umspannt und zusammenschweißt, aus cretaceischen und tertiären Karpathensandsteinen besteht und außen von einem schmalen Saum neogener, salzführender Schichten begleitet wird.

II. Die Innenzonen, geologisch ältere Glieder, mit

a) Der Klippenzone, welche kontinuierlich bis in die Ostkarpathen läuft.

b) Den Kerngebirgen, isolierten Aufwölbungen von Graniten und kristallinen Schiefern, welche von mesozoischen Schichten umzogen und durch Tiefenregionen getrennt werden. Diese Zone reicht nur bis zum Hernád-Tal bei Kaschau. Ostwärts ist das ältere Gebirge versunken und unter Miocän und Anschwemmungen begraben.

c) Dem inneren Gürtel, einer breiten Masse von Urgebirge, metamorphen Schiefern und paläozoischen Sedimenten, auf der die mesozoischen Kalke deckenförmig lagern.

III. Die Zone der Vulkangebirge am Innenrande.

In der Region zwischen Hernád-Linie und dem Quellgebiet der Theiß ist, wie erwähnt, das ältere Gebirge bis auf den Kranz der Klippen verschwunden; die Andesitmassen brechen unmittelbar am Innenrande der Sandstein- resp. Klippenzone hervor. In den südöstlichen Karpathen tritt das ältere Gebirge nicht in Kernen, sondern als zusammenhängende Masse heraus, welcher die Klippenzone unmittelbar

angeschmiegt ist, ohne durch ein Band alttertiärer Sandsteine abgetrennt zu sein wie im Westen. Hier kommen also nur 3 Elemente in Betracht: Die Sandsteinzone, das ältere Gebirge, die vulkanischen Massen der Innenseite.

Das Urgebirge der West- und Zentralkarpathen und die paläozoischen Bildungen (II. Abschnitt) werden kurz und mit Reserve besprochen, weil die Forschungen über die archäischen Massen noch keinen Abschluß gefunden haben. Interessant sind die Granitinjektionen im Gneis der Mala Magura. Marines Carbon mit Fossilien ist seit Suess von Dobschau bekannt, Carbon scheint überhaupt eine weitere Verbreitung zu haben, ist aber versteinerungsleer oder -arm und verändert (leicht metamorphe Konglomerate, glänzende Schiefer). Die sogen. erzführende Serie ist eine von Intrusivgesteinen durchsetzte metamorphe Schichtengruppe unbestimmten paläozoischen Alters (Hauer hielt sie für devonisch) und ebensowenig läßt sich den metamorphen Quarziten, Schiefern und kristallinen Kalken ein bestimmter Platz anweisen.

In den Ost- und Südkarpathen im weiteren Sinne bildet Gneis, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer das echte Grundgebirge. Diskordant und transgredierend tritt ein mächtiger Verband metamorpher, aber zweifellos ursprünglich klastischer Gesteine darüber auf, der durch starke Entwicklung der kristallinen Kalke und der Grünschiefer ausgezeichnet ist. Die sogen. Schelea-Gruppe der Südkarpathen, mit Quarzkonglomeraten, dunklen Sandsteinen, Graphitschiefern, Anthraciten und Sericitschiefern deutete Mrazec als carbonisch. Carbonische und metamorphe Gesteine sind hier, wie meistens in den Karpathen, eng verbunden. Dagegen beginnt mit den Quarzsandsteinen und Konglomeraten, die als permisch gedeutet werden, die jüngere Serie der mesozoischen Sedimente, und zwar trifft man in den West- und Zentralkarpathen keine Lücke bis zur Basis der oberen Kreide, während in den Ostkarpathen wiederholte Denudationsperioden eingreifen. Die Sedimente sind aber in westlichen und zentralen Karpathen nach verschiedenen Fazies entwickelt, welche als subtatrische im Bereich der Kerngebirge, als Klippenzone und als innertatrische Fazies dem ostkarpathischen Faziesgebiet gegenüberstehen. Eine hochtatrische Fazies bildet nur kleine Enklaven innerhalb der subtatrischen.

Die subtatrische Entwicklung. Unter den Werfener Schichten lagert ein System von Grundquarzit, das lokal mit Grundkonglomeraten beginnt und durch rote Schiefer und Sandsteine in die Werfener übergeht. Es wird wegen dieser Beziehung und nach Analogie mit den Ostalpen zum Perm gerechnet, obwohl beweisende Fossilien fehlen. Die Grundquarzite tragen die Merkmale eines Abrasionssediments und gehen in größerer Entfernung von den Kernen in feinere terrigene Sedimente über, mit denen sich auch submarine Ergüsse von Melaphyr und Diabasporphyrit verbinden. Es leuchtet nicht recht ein, warum bei dieser Auffassung für die Konglomerate eine Entstehung auf dem Lande oder in Wüsten konzediert wird.

Die Werfener Schichten wurden zuerst bei Schemnitz nach Leitfossilien festgestellt, später aber auch in der äußeren Reihe der Kerngebirge bei Zakopane, wo der charakteristische Habitus verschwunden und die Mächtigkeit auffallend reduziert ist. Über den Werfener Schichten folgt eine bis 300 m mächtige Kalk- und Dolomitmasse, deren unterer Teil zweifellos Muschelkalk ist, während der obere Teil in den Keuper eingreift und oftmals durch einen Sandstein mit *Equisetites arenaceus* und *Halobia Haueri* (den schon Stur mit dem Lunzer Sandstein verglich) von den tieferen Lagen abgetrennt ist. Die ca. 100 m mächtige Folge von roten Schiefern und Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten, welche das oberste Glied der subtatrischen Trias ausmacht, wird daher dem bunten Keuper Deutschlands zu parallelisieren sein. Über ihnen liegen Kössener Schichten mit *T. gregaria* und *Lithodendron*-Kalken.

Der Lias tritt eigentlich nur in der Tatra in der Fazies der typischen Grestener Schichten (mit Landflora) auf; an anderen Orten sind Gryphäen, Cardinien, Crinoidenglieder häufig gefunden, selbst Crinoidenkalke festgestellt. Alle höheren Liasstufen, überhaupt alle Sedimente bis zum Neocom sind als radiolarienreiche Fleckenkalke und Mergel entwickelt, in denen man nur mühsam nach abweichenden Einlagerungen (Hornsteinkalk, Aptychenkalk, Tithonkalk) gewisse Stufen unterscheiden kann. Die Neocommergel, welche im Chocsgebiete Wernsdorfer Fossilien wie *Desmoceras liptaviense* lieferten, gehen nach oben in den charakteristischen Chocsdolomit und Karpathendolomit über, der stark an die Triasdolomite anderer Gegenden erinnert, aber nachweislich Aptien und Albien vertritt.

Die Enklaven von hochtatrischer Entwicklung (Tatra, niedere Tatra, Kleine Karpathen, Inovecz- und Tribecz-Gebirge, Mincsow) zeichnen sich aus durch Reduktion oder gänzliches Fehlen der Trias und durch die einförmig kalkige Entwicklung des ganzen Jura, wenigstens in der Tatra. In anderen Enklaven verbinden sich mit den Kalken eigentümliche Schiefer (Glanzschiefer), die in den Kleinen Karpathen sogar als paläozoisch angesehen wurden. Im allgemeinen sind die hochtatrischen Kalke in geringerer Tiefe, in der Nähe der insularen Kerne entstanden, als die radiolarienreichen subtatrischen Mergel.

Die Ablagerungen der Klippenzone. Bis zu den Gesteinen des mittleren Doggers haben die Ablagerungen der Klippen vorwiegend subtatrischen Habitus (bunte Keuper, Kössener Schichten, Lias und unterer Dogger, letztere allerdings versteinerungsreicher). Der dunkle Hornsteinkalk des Muschelkalks von Becko weicht schon beträchtlich ab und ganz isoliert ist der karnische Kalk des Waag-Tales. Am bekanntesten wurden die Eigentümlichkeiten der aus mittlerem und oberen Dogger und Malm aufgebauten Klippen. Neben die versteinerungsreichen Kalke, welche an eine Zusammenschwemmung leerer Gehäuse denken lassen, tritt die Hornsteinkalkfazies, von Neumayr als subkarpathisch bezeichnet, welche sich der subtatrischen nähert. Beide Fazies wechseln in geringem Abstande. Da in den Klippen am Außenrande der Sandsteinzone nur Tithon und Neocom auftauchen, kann man wohl annehmen, daß wir in der Klippenzone

schon nahe dem Strande des alten mesozoischen Meeres der inneren Karparthen uns befinden.

Die innerkarpathische Region bedarf noch genauerer Durchforschung, doch läßt sich schon jetzt feststellen, daß hier die ostalpine Trias in typischer Entwicklung wieder auftritt. Insbesondere gilt das für den Keuper. Das Jurasystem spielt eine geringe Rolle.

Das ostkarpathische Gebiet ist zunächst durch das Auftreten eines Verrucanodolomits über den Abrasionssedimenten, die als Verrucano bezeichnet werden, gekennzeichnet. Obwohl Versteinerungen fehlen, dürfte an der Parallelisierung mit dem *Bellerophon*-Kalk kaum zu zweifeln sein. Darüber liegen Werfener Schichten (mit *Natiria costata, Turbo rectecostatus*), welchen sehr auffallende Radiolarienkiesel in Bänkchen eingelagert sind. Diese Jaspisschichten scheinen noch in weit höherem Horizonte fortzusetzen. Am eigenartigsten ist die Aufteilung der oberen Trias in einzelne, isolierte Kalkvorkommen, welche oft nur wenige Meter messen. Teils sind es kleine heteropische Einlagerungen in schwärzlichen Schiefern, Miniaturriffe, teils echte Klippen, welche von Geröllen ummantelt sind oder als Blöcke im Konglomerat und Ton des Neocoms stecken. Ob auch diese als Miniaturriffe angelegt waren oder Reste einer zerstückelten Decke sind, ist allerdings schwer zu entscheiden. Aber der größte Teil scheint in der Tat sich sporadisch als kleine Kalklinse oder Riff in den vorwiegend schieferigen und sandigen Gesteinen der ostkarpathischen Trias entwickelt zu haben. Es wird hingewiesen auf die hercynischen Kalklinsen Deutschlands und auf die Cipitkalke Südtirols.

Die erste sichere Unterbrechung der Sedimentation fällt in den Beginn des Lias, eine Denudationsperiode von nur kurzer geologischer Dauer, aber doch recht tiefer Wirkung. Die Sedimente des von SO. her wieder eindringenden unterliassischen Meeres sind bis auf kleine Schollen völlig zerstört. Diese starken Oszillationen wiederholen sich mehrmals bis zum Malm und in diesem Wechsel von Einflutungen des Meeres und Abtragung ist das eigenartige Bild entstanden, welches wir von der Verteilung und Aufeinanderfolge dieser Sedimente jetzt gewinnen. In Valea sacca Knollenkalk des unteren Lias auf triadischen Jaspisschichten, nordwestlich von Pojorita Gesteine voll *Posidonia alpina* auf Triaskalk, im Burzenland brauner Jura auf kristallinen Schiefern; in den Südkarpathen scheint sich die Ablagerung aus dem braunen Jura ununterbrochen in den weißen Jura und in das Tithon fortzusetzen, in den Ostkarpathen scheidet eine negative Phase Dogger und Malm, welch letzterer hier innig mit dem Neocom verbunden erscheint. Es zeigt sich nunmehr, daß der von Mojsisovics hervorgehobene Gegensatz zwischen der kontinuierlichen mesozoischen Schichtenfolge in Bosnien-Herzegowina einerseits und den unterbrochenen Ablagerungen in den östlich angrenzenden Gebieten Südungarns, Serbiens und des Rhodope-Gebirges anderseits sich über viel größere Gebiete erstreckt, und auch die Ost- und Südkarpathen sowie der gesamte Balkan und, wie Diener betont, auch die Zentralalpen zu der zeitweilig kontinentalen

Region der unterbrochenen Schichtenfolge gehören. Man spricht dabei besser nicht von einem Festland, sondern von einer Region, die mehrfachem Wechsel von Meeresbedeckung und Trockenlegung unterworfen war, mit dem Maximum der ersteren zur Tithon- und Neocomzeit.

Der innere Gürtel gehört seiner ganzen Ausdehnung nach zur ungarischen Monarchie, wird aber doch in kurzen Zügen charakterisiert, da für die richtige Auffassung des Baues der Karpathen seine geologischen Eigentümlichkeiten sehr wichtig sind. Man vermißt in diesem Kapitel eine topographische Karte; auf der tektonischen, an sich vorzüglichen Übersichtskarte der Karpathen sind die topographischen Details mit Recht fortgelassen, und so muß der Landesfremde sich etwas mühsam durch die Fülle der Ortsangaben hindurcharbeiten. Das bedeutendste Resultat der bisher geleisteten Untersuchungen ist, daß im inneren Gürtel ein Stück variskischen Gebirges zum Vorschein kommt, auf dessen abradierten steilen Falten die mesozoische Formationsreihe als flaches, von späteren Faltungen unberührtes Deckgebirge aufruht. Das Permsystem fehlt und die Trias bekundet einen transgressiven Charakter, indem in der südlichen Kalkzone das Profil nur im Süden vollständig ist, am Nordrande aber Denudationsreste von höherem Triaskalk horizontal auf den Schichtköpfen der alten Gesteine liegen. Werfener Schiefer sind hier nicht zur Ablagerung gekommen.

Auch das Bükk-Gebirge und die kleineren Inseln, welche dem Innenrande vorliegen, schließen sich hier an; die Fortsetzung des jetzt isolierten Bükk-Gebirges treffen wir im ungarischen Mittelgebirge, in welchem flach gelagerte, von Sprüngen durchsetzte Schollen den geologischen Charakter bestimmen. Die stratigraphische Deutung der mesozoischen Kalkdecke des Bükk-Gebirges (ob Trias oder Jura) bedarf noch der Klärung; im gefalteten Untergrunde ist durch die von Böckh entdeckten Produkte der Nachweis des Carbons gelungen. In die Niederung zwischen Bükk- und Zips-Gömörer Erzgebirge ist nicht nur das Eocänmeer eingedrungen, sondern auch obercretaceische Sedimente mit *Actaeonella* sind bei Tapolcsány nachgewiesen. Die große Masse dieser Sedimente ist allerdings wieder vernichtet oder durch obermiocäne Auflagerungen verschüttet.

Die sogen. Hernádlinie, welche zunächst als Querstörung erscheint, wenn man sie in ihrem Verhältnis zu dem großen Bogen der Gesamtkarpathen ins Auge faßt, bedeutet wohl richtiger einen peripherischen Randbruch, der nach Südwest und West umschwenkend an der Innenseite des Bükk-Gebirges her zum ungarischen Mittelgebirge streicht. Dann ist die Zempliner Insel nur eine kleine abgesprengte Scholle, und der Gebirgstypus der westlichen und zentralen Karpathen geht an dieser Linie zu Ende, um einer neuen Gebirgsgestaltung, die zum Typus der Ostkarpathen hinüberführt, Platz zu machen.

Der V. Abschnitt resumiert die schon in früheren Werken niedergelegten Beobachtungen des Verf.[1] über den Gebirgsbau der Tatra.

---

[1] Uhlig, Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1890. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien. 64. u. 68.

Die Tatra erhebt sich als Horst aus der sie umrahmenden Tertiärlandschaft, trägt aber in sich alle Merkmale eines intensiv gefalteten und durch Faltung gehobenen Gebirges. Die Falten ordnen sich in 4 Zonen, welche von Süden nach Norden an Höhe und Intensität abnehmen, nach Süden überliegen und z. T. als Isoklinalen, z. T. infolge Unterdrückung der liegenden Schenkel als Schuppen sich darstellen. Das auf die südliche Region der Tatra beschränkte Urgebirge ist der bloßgelegte Kern der ersten, größten Falte. Die zweite Welle hat zwar noch Urgebirge, aber nur in beschränktem Umfange, heraufgebracht, ist auch nicht überall nachweisbar. Die dritte Falte enthält im Kern nur noch untere Trias, lokal auch Perm, die vierte, nördlichste, nur obere Trias. Die Faltung tönt gegen die umliegenden Niederungen aus, wie man an der Insel am Rauschenbach und den kleinen Schollen am Südfuß der Tatra feststellen kann; die intensivste Faltung ist an die Umgebung des Zentralkerns geknüpft.

Die weiten, wenig gefalteten Niederungen zwischen Hoher und Niederer Tatra und Klippenbogen wurden im Mitteleocän dem Meer zugänglich. Unter der Last der neugebildeten Sedimente begannen die tektonisch angelegten Tiefenregionen zu sinken, am Nordrande der Tatra in breiter Zone und im Zusammenhang, im Süden sowohl der Tatra wie des Klippenbogens an Randbrüchen und zahlreichen kleineren Spalten.

Im großen und ganzen sind die in Abschnitt VI. und VII. beschriebenen Kerngebirge von der gleichen Tektonik beherrscht. Wir müssen auf eine detailierte Wiedergabe der mit vielen interessanten Einzelheiten belebten Schilderung hier verzichten, um uns etwas eingehender mit dem VIII. Abschnitt, welcher von der Klippenzone handelt, zu beschäftigen. Ich bin nicht sicher, ob Verf. an gewissen prinzipiellen Auffassungen noch festhält, die Darstellung bleibt immer von Wert für alle, die sich der neueren Bewegung nicht widerstandslos überliefern, sondern auch das von anderer Seite vorgebrachte Material kennen lernen wollen. „Anhänger der Deckschollentheorie werden in den Karpathen wenig Befriedigung finden," heißt es im Beginn der Erörterungen und „die karpathischen Klippen haben mit Deckschollen nichts zu tun".

Den Verlauf der Klippen führt man sich am besten an der Hand der tektonischen Karte Uhlig's vor Augen. Ihre scharfe Unterscheidung von der Klippenhülle geht auf Beyrich zurück, er deutete in seiner bekannten Schrift an, daß sie durch vulkanische Kräfte bedingte Aufbrüche seien, und hat auch in späteren Jahren, wie ich aus Gesprächen mich entsinne, an dieser Idee festgehalten. Die spätere Auffassung Paul's, daß es sich um eine Antiklinale des Karpathensandsteins handle, wurde von Neumayr weiter ausgebaut; er betonte die harte, spröde Beschaffenheit der Klippenkalke und meinte, daß sie Trümmer eines bei der Auffaltung zersprengten Gewölbes seien, die in die jüngeren und weicheren Gesteine während der Faltung hineingepreßt und oft ganz isoliert wurden. Die Diskordanz zwischen Klippen und Klippenhülle war für ihn eine tektonisch bedingte, während Stache zwar die Klippenzone auch auf eine Faltung zurückführte, aber annahm, daß die Spitzen des denudierten Faltungsbogens in

dem späteren Meere Inseln und echte Klippen gebildet hätten und von Strandschutt ummantelt wurden.

Auch Uhlig ist der Ansicht und belegt sie mit vielen Beispielen, daß die Klippenzone keine Flyschfalte ist, bei welcher die harten Gesteine der Tiefe die weicheren „durchspießten", sondern ein Faltungsbogen, dessen erste Erhebung der Ablagerung des obercretaceisch-alttertiären Flyschs vorausging. Echte Strandkonglomerate, deren Vorhandensein Neumayr in Abrede stellte, bilden einen regelmäßigen Bestandteil der Klippenhülle, und in ihrer Verteilung erkennt man einen gesetzmäßigen Plan.

„Die Klippenzone zeigt ihre eigene Tektonik, sie verschmilzt sozusagen im Waag-Tale mit den Faltungen der Kerngebirge, in ihrem Streichen erhebt sich das alte Gebirge der Ostkarpathen, und so kann sie ebensowenig als „Flyschfalte" aufgefaßt werden wie diese Gebirge. An der Arvaer Sigmoide erweist es sich, daß sie dieselbe Bewegung wie das Klein-Kriván-Gebirge in voreocäner Zeit mitgemacht hat. In den Pieninen befindet sich an der Außenseite der Klippenzone gefalteter, an der Innenseite flachlagernder, umgefalteter Flysch wie in den Kesseln zwischen den Kerngebirgen. Unmöglich können die Konglomeratmassen im Flysch der Klippenzone etwas anderes sein als gerollte Fragmente des Klippengebirges". „Alle diese Tatsachen verbürgen die Zugehörigkeit der Klippenzone zum älteren Karpathen-Gebirge".

Gegen die Deckschollen der Überschiebungstheorie können z. T. dieselben Gründe geltend gemacht werden. Die ostkarpathische Masse, welche genau im Streichen der Klippenzone auftaucht und wie diese von Oberkreide und Eocän umsäumt ist, kann nur als eine Fortsetzung der Klippenzone betrachtet werden. Sie ist nichts anderes als eine Klippe von großen Dimensionen, die am Außenrande von zahlreichen kleineren Klippen begleitet wird. Sind nun die Klippen „wurzellose", im Flysch schwimmende Massen, so müßten es auch die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen sein. Diese sind aber nicht nur umrahmt von Oberkreide und Eocän, sondern diese liegen in größeren Decken und kleinen Denudationsresten an vielen Stellen dem kristallinen Gebirge auf. Auch der Jurakalk tritt in mächtigen Wänden unter der Kreidedecke heraus und die gewaltige Anhäufung von Geröllen in der Nachbarschaft der Jurakalke im Flysch läßt klar hervortreten, daß die Erhebung dieser mesozoischen Kalke dem Flyschabsatz voranging.

In den Pieninen hätte die Überschiebung nur von Süden kommen können, denn in der Sandsteinzone ist nirgends Trias, Lias und Dogger entwickelt und selbst das am Nordrande vorhandene Tithon und Neocom zeigt eine andere Fazies. Die Überschiebung hätte nach Absatz des Alttertiärs erfolgen müssen, welches noch heute die Kerngebirge umgibt, aus dem Abfall derselben erbaut ist, und in flachen Schichten sich zwischen Kerngebirgen und Klippenzone ausbreitet. Die Klippengesteine können auch von keinem anderen Teile der Karpathen hergeleitet werden, sie sind der Klippenzone eigen und hier heimatsberechtigt. Der alte Faltungsbogen, der vom Meer der oberen Kreide und des Eocäns umbrandet, zerrissen

und umflossen wurde, ist durch die Senkung der zwischen ihm und den Kerngebirgen liegenden Austönungszone in noch schärferem Gegensatz zu dieser gebracht, zugleich aber durch die neugebildeten Bruchlinien gleichsam nachgezogen, so daß die alte Bogenform auch in der Folge der jetzt noch sichtbaren Trümmer sich ausprägt.

Das alte Gebirge der Ostkarpathen wird im IX. Abschnitt besprochen und zunächst der Gegensatz zwischen dem präpermischen Schiefergebirge und den permisch-mesozoischen Bildungen festgestellt. Die permisch-mesozoische Folge ist im Inneren nur in Resten erhalten, am Außenrande aber in großer Ausdehnung und zwar in Form einer Mulde, die von der Flyschregion nochmals durch eine Randzone von kristallinen Schiefern getrennt wird. Dann legt sich entweder diskordant die obere Kreide an oder es schalten sich noch Züge von neocomen kalkigen Karpathensandstein ein. Daß die mesozoische Serie nicht vollständig ist, wurde schon oben besprochen; Ingressionen und Regressionen des Meeres haben sich des öfteren ereignet, und damit geht Hand in Hand eine komplizierte Denudation und Klippenbildung. In der Bukowina wurden Triasblöcke und Klippen zuerst in Gesteine des braunen Jura eingehüllt, später in die klastische Tithon- und Neocomserie; noch später wurden tithonische und neocome coralligene Kalke in die Blockbildungen der Oberkreide aufgenommen. Daneben sind dann noch jene kleinen Riffe vorhanden, die sich primär inmitten schieferiger Umgebung gebildet haben.

Eine obercretaceische und eine eocäne Zone umgeben das alte Gebirge und verleihen ihm den Charakter einer Insel. Oberkreide transgrediert über große Teile des Grundgebirges, zerteilt es in kleinere Inseln, greift in die große Randmulde und verwandelt die mesozoischen Kalkzüge in einen Kranz von kleinen und größeren Klippen. Eigenartig ist das Verhalten des Neocoms am Außenrande, wo es als kalkiger Sandstein entwickelt häufig ein gegen das alte Gebirge gerichtetes Einfallen zeigt und in mannigfaltige Sekundärfalten gelegt erscheint. Seine Fazies ist stark abweichend von den Riffkalken am Innenflügel der Mulde und deutet auf Absatz in tieferem Wasser. Daraus folgert Uhlig, daß hier am Ostrande die Geosynklinale schon so früh sich vertiefte, daß das neocome Meer sich hierher ziehen konnte. Die Barre, welche diesen Arm von dem Ablagerungsraum des Riffkalks trennte, scheint gegen Süden zu verschwinden, denn dort treten beide Facies nebeneinander und in Wechselverband. Der neocome Karpathensandstein hat die vorcenomane Faltung mitgemacht und wird transgressiv vom obercretaceischen bedeckt.

Die Sandsteinzone (X. Abschnitt) ist in ihrer kontinuierlichen Verbreitung und gleichförmigen Ausbildung das verbindende Band, das sich um die Einzelteile der Karpathen legt. Die Flyschfazies mit ihren Fucoiden, Hieroglyphen, dem Bitumen und dem gelegentlichen Salzgehalt ist schon oft besprochen und auch bei Uhlig finden wir ein klares Resumé über die Deutung. Er unterscheidet im Karpathensandstein drei, durch Diskordanzen getrennte Ablagerungsreihen: die erste umfaßt die Schichten von Tithon bis zur oberen Grenze des Godula-Sandsteins (untere Teschener

Schichten, Teschener Kalke = Berrias, obere Teschener Schichten = Valanginien, Grodischter Schichten = Hauterivien, Wernsdorfer Schichten = Barremien, Ellgother Schichten = Aptien, Godula-Sandstein = Gault), die zweite die Oberkreide (senone Isteber und Friedecker Schichten, Bakulitenmergel, Ropiankaschichten, alle von nordeuropäischem Gepräge, wie schon Beyrich nachwies), die dritte das Alttertiär. Dazu tritt am Nordsaume noch das Jungtertiär.

Von Bedeutung sind die kleinen Schollen älterer Gesteine am Außenrande, wie der Granit von Bugaj (Westgalizien), der Grünschiefer von Krasna in der Bukowina. Man wird unter dem Karpathensandstein teilweis alte Gesteine zu erwarten haben. Das Meer überschritt im allgemeinen erst im Tithon und Neocom die Grenzen der inneren Karpathen, und nirgends kommen am Außenrande der Sandsteinzone Spuren älterer mesozoischer oder permischer Bildungen zum Vorschein.

Hiermit kann nun auch die Verbreitung der exotischen Blöcke in Verbindung gebracht werden. Sie sind in zwei Zonen ausgestreut, einer inneren am Rande der älteren mesozoischen Gebirge und einer äußeren am Außenrande der Sandsteinzone. Nur in der letzteren sind Gesteine außerkarpathischer Herkunft häufig, im westlichen Gebiet besonders sudetische, im östlichen eigentümliche grüne, chloritische Felsarten. Jene sind die Fragmente, welche die Brandung am sudetischen Ufer des alten Flyschmeers losgearbeitet hat, diese, von größerer Einförmigkeit, lassen sich mit einem von Tietze und anderen österreichischen Geologen vermuteten Uferwall in Verbindung bringen, der, ähnlich dem vindelizischen Gebirge, zwei Meeresprovinzen voneinander schied, das cretaceische Meer Podoliens und die karpathische Geosynklinale. Nach Huber könnte man diesen Wall vielleicht bis in die Dobrudscha verfolgen; er fiel den Senkungsvorgängen und der Denudation zum Opfer, welche die Geosynklinale für das subkarpathische Miocänmeer vorbereiteten. Bei dieser Gelegenheit wird auch kurz die geologische Struktur der podolischen Platte besprochen und ihre Senkungen, welche vielleicht mit der Ausbildung der Geosynklinale des Karpathensandsteins in Zusammenhang zu bringen sind. Die Sandsteinzone erhält gerade dort ihre größte Breite, wo bei Przemysl die volhynische Senkung mit der subpodolischen zusammentrifft.

In dem Abschnitt über die mährischen Klippen interessiert besonders die eingehende Darstellung von Stramberg. Der Riffkalk (Obertithon) wird als eine Fazies der unteren Teschener Schichten (Berriasien) aufgefaßt, die ihn zwar überlagern, aber auch seitlich in ihn hineindringen, ähnlich wie die Wengener-Cassianer Schichten sich mit den Schlernkalken verzahnen. Es haben sich Miniaturriffe gebildet, die ja auch in anderen Formationen nachweisbar sind und welche bei der Denudation aus ihrer schieferigen Hülle herauspräpariert wurden. Im senonen Meer erhoben sich diese Kalke als echte Inseln und Klippen und erhielten ihre Senonhülle, welche häufig ausgezeichnet konglomeratisch ist. Die Stramberger Klippen verbinden in ihrem Aufbau aus Tithonkalk, unteren Teschener und oberen Teschener Schichten jene Klippenformen, in denen ausschließlich die Kalke

des Jura und Tithon von senonen und alttertiären Hüllen umgeben sind, mit jenen, die als Inseln aus Unter- und Mittelkreide von Senon und Eocän umgeben sind. Die Ablagerungen vom Tithon bis zum Gault gehören zu derselben Bildungsreihe und sind zu einheitlichen Erhebungszügen vor Absatz des Senons aufgestaut. Sie finden ihr Gegenstück in den Erhebungszügen tithonischer und neocomer Gesteine, welche Schlesien und das nordöstliche Mähren in karpathischer Richtung durchziehen. Ihre Erhebung ist in vorsenoner Zeit geschehen; mit den Molasseantiklinen kann man die Klippenzüge nicht vergleichen.

Die schlesische Kreideinsel der Beskiden gleicht im ganzen einer einseitig gehobenen Scholle von Gesteinen der unteren und mittleren Kreide, ist aber durch sekundäre Längsbrüche in viele parallele und gebogene Streifen zerlegt, welche weitere Querverschiebungen erlitten haben und an zahllosen Stellen von Intrusionen von Teschenit oder Pikrit durchzogen werden. Überschiebungen der einzelnen Streifen und Schuppenstruktur beherrschen den Bau, auch in den kleineren, abgetrennten Inseln.

Nach Osten hin verschmälert sich die schlesische Kreideinsel und verliert westlich von Wadowice den Charakter eines geschlossenen Gebirgszugs. Im Hauptgebiete Westgaliziens übernehmen Grodischter und Wernsdorfer Schichten und das Aptien die Vertretung der Unterkreide, zu zwei subkarpathischen Zonen angeordnet. An die nördliche Zone, in welcher die Aufbrüche geschlossener, oft mehrere Kilometer lang sind, aber doch auch vielfach durch Oberkreide und Alttertiär in einzelne Inseln zerlegt werden, schließt sich von Tarnow an noch der Helm-Czarnozeki-Zug an, der wesentlich dem Alttertiär angehört, aber nach neueren Funden jedenfalls auch Aptien einschließt. Je weiter nach Osten, um so stärker überwiegt das Alttertiär in der Sandsteinzone, und die Tektonik, welche z. B. im südlichen Neocomzug in Rzegocnia zahlreiche Einfaltungen oder Schuppen der unteren Kreide erkennen läßt, wird einfacher und äußert sich gelegentlich in einfachen, breiten Wellen. Mit der Ausbildung der südöstlichen Streichrichtung kommen die Schuppen wieder zur Geltung.

Das subkarpathische Miocän ist besonders durch die Salzwerke von Wieliczka und Bochnia und die verlassene Schwefelgrube von Swoszowice in seiner inneren Tektonik bekannt. Die Störungen des Salzlagers von Wieliczka werden auf posthume Bewegungen der unterlagernden, durch Wechselflächen getrennten Schollen des Karpathensandsteins zurückgeführt. In der 2. Mediterranstufe drang das Meer tief in die gefaltete Sandsteinzone ein; seine Ablagerungen zeigen am Nordrand selbst intensive Störungen, liegen aber im südlichen Teil stets ungefaltet und diskordant auf dem oligocänen Sandstein. Die miocäne Faltung ließ also den inneren Teil der Sandsteinzone völlig unberührt.

In Ostgalizien übertreffen ebenfalls die alttertiären Karpathensandsteine die cretaceischen an Verbreitung bedeutend. Die von Paul der Mittel- und Oberkreide zugerechneten Jamnaschichten gehen kontinuierlich in die tertiären Hieroglyphenschichten über; schon die Tatsache der überall in der Nachbarschaft nachweislichen Transgressionen der oberen Kreide

und des Alttertiärs läßt hieraus folgern, daß der zusammenhängende Schichtenkomplex nur tertiär sein kann. Es fehlt auch nicht an paläontologischen Beweisen (Vorkommen an Nummuliten), die zwar nur lokal gemacht sind, aber des Gesamtverbandes wegen Gültigkeit für weitere Regionen bekommen. Die miocäne Salztonformation ist besonders in der Nähe des Alttertiärs gefaltet und von Flysch überstürzt. Dies ist noch ausgeprägter in der Bukowina und Moldau. Südlich vom Trotus nehmen nicht nur die sarmatischen, sondern auch die mäotischen und selbst die pontischen Schichten an der Faltung teil. Sie treffen hier zusammen mit den letzten vulkanischen Paroxysmen.

An der Dambovita erreichen die Flyschfalten ihr Ende. Flysch, Miocän und Pliocän treten von hier ab nur in sanftwelliger Lagerung auf, als Klippenhüllen des alten Gebirges.

Der XI. Abschnitt beschäftigt sich mit den vulkanischen Massen, unter denen die neovulkanischen natürlich im Vordergrunde stehen. Die Einteilung, die wir allein noch geben wollen, unterscheidet einen mittelungarischen Vulkanenkranz, einen ostungarischen Vulkanenkranz und als kleinere Einheiten die westsiebenbürgischen Eruptionen, die Banater Spalte und die peripherischen Eruptionen (Banow in Mähren, Rzegocnia und Szczawnia in Galizien). Der mittelungarische Vulkanenkranz umfaßt die Schemnitzer, die Vissegrader Gruppe, Cserhat, Matra und das Eperjes-Tokajer-Gebirge, die ostkarpathische Vulkanenzone, welche dem Streichen der Ostkarpathen an der Innenseite folgt, das Vihorlat-Gutin-Gebirge, die Eruptionen der Trojaga- und der Rodnaer-Alpen und den Caliman-Hargitta-Zug. Über die Eruptionsfolgen und Spaltungsvorgänge werden wir in kurzen, aber genauen Ausführungen unterrichtet, obwohl das Vulkanengebiet schon zum größten Teil ungarisch ist.

Werden alle die Einzelheiten, welche in raschem Wechsel und fast erdrückender Fülle an uns vorübergeführt sind, zusammengezogen, so ergibt sich etwa das folgende Resümee:

Die geologische Entwicklungsgeschichte der Karpathen ist eine komplizierte und weist wichtige Abweichungen von einem seit Jahrzehnten für die Entstehung der Kettengebirge geltenden Dogma auf.

Fünf Faltungsphasen haben bei der Bildung des als Karpathen bezeichneten Gebirgssystems zusammengewirkt, und ständig wandert der Sitz der Faltung weiter nach Norden.

In dem sogen. „inneren Gürtel“ sind die carbonischen und präcarbonischen Felsarten gefaltet, während das mesozoische Deckgebirge keinen Zusammenschub erfahren hat. Vielleicht werden noch ältere Faltungsphasen einmal nachweisbar, vorläufig ist es nicht möglich, da sich nur noch das Carbon vermöge seiner Fossilführung geologisch festlegen läßt und die älteren metamorphosierten Sedimente ungegliedert bleiben müssen.

Es taucht in diesem inneren Gürtel also ein Stück variskischen Gebirgslandes auf. Mit seiner Auffaltung ging Hand in Hand die Intrusion granitischer Massen, welche schon damals in hohe Lagen gelangten und wohl bald durch die Denudation aus ihrer Hülle geschält wurden.

Auf diesen inneren Gürtel folgen in zwei Reihen die sogen. Kerngebirge, individualisierte Erhebungen, die sich nur im großen auf zwei Reihen verteilen lassen, aber nicht etwa zu Ketten angeordnet sind. Sie bilden ein sehr interessantes Element des karpathischen Gebirgsbaues. In der inneren Reihe sind sie kuppelförmig und symmetrisch, in der nördlichen, äußeren Reihe einseitig gebaut. Sie besitzen einen präpermischen Kern und eine mesozoische Hülle, die — im Gegensatz zu dem sogen. „inneren Gürtel" — stark disloziert, gefaltet oder in Schuppen gelegt ist. Im „inneren Gürtel" kommt es nur zu einer flachen, schildförmigen Aufwölbung des Ganzen und zur Auslösung von Sprüngen.

Die Dislokationen verteilen sich auf die beiden Phasen vor Absatz der Oberkreide und nach Absatz der Oberkreide. Noch weiter nördlich macht sich die zweite Phase in der Aufdrängung des Bogens geltend, in dem die „Klippen" sich projizieren.

Zwischen den Kuppeln der Kerngebirge liegen sogen. Austönungszonen, in denen die mesozoischen Schichten annähernd ungestört liegen, vielfach kesselförmig gesunken sind.

Die Erklärung dieser Kerngebirge [deren Bedeutung auch in asiatischen Gebirgsländern immer mehr heraustritt. Ref.] hat große Schwierigkeiten, wenn man an der Theorie eines einseitig, von Süden her wirksamen Schubes festhält. Uhlig bevorzugt die Annahme eines allseitig tangentialen Druckes, die vom Standpunkt der Kontraktionshypothese erlaubt ist, und führt die Entstehung der Kerngebirge auf Druckdifferenzen zurück, die sich zwischen den denudierten Kernen und den durch Trias und untere Kreide belasteten subtatrischen Regionen einstellten, läßt aber auch die Möglichkeit offen, daß durch hypabyssische Ursachen, die mit der Natur der Granitkerne in Beziehung stehen [d. h. also wohl durch intrusive Schübe. Ref.], die schon durch das erstgenannte Moment bedingte Hebung der zentralen Teile verstärkt wurde. Die Annahme hypabyssischer Ursachen liegt nahe, weil in den Ostkarpathen die Kerngebirge und zugleich die mächtigen Granitstöcke fehlen.

Jedenfalls scheinen die Zentralkerne zuerst emporgepreßt und dadurch in gewisser Weise von ihrer Hülle isoliert zu sein. Diese wurde gespannt, gestreckt und schließlich zerrissen, vom hoch ansteigenden Zentralkern abgedrängt (abgestaut) und durch die Schwere in die Tiefe gezogen, wobei Synklinenbildung eintrat. Ihr schief nach außen gerichteter Druck beeinflußte wiederum das Aufsteigen der zweiten Antikline und gab ihr eine gegen den ersten Zentralkern gerichtete Bewegungstendenz.

Durch die Abstauung der mesozoischen Hülle wurden die Kerne bloßgelegt und bei den im verschiedenen Sinne nebeneinander wirksamen Bewegungen konnten jüngere Glieder der Hülle über die älteren hinweg an den Zentralkern gepreßt werden (Nordwestecke der Tatra). In den Ostkarpathen fehlen, wie erwähnt, die Kerngebirge und auch sonst lassen sich bedeutsame Verschiedenheiten aufführen. Sie sind im allgemeinen bei großer Gesamterhebung viel geringer gefaltet, am stärksten nahe dem Außenrande, in der abfallenden, dem stärksten Drucke ausgesetzten Randregion.

Am Schluß der Oligocänzeit beginnt die 4. Phase der Faltung, welcher jetzt die Sandsteinzone unterliegt (die Erhebung des Klippen- und Inselbogens der Sandsteinzone fällt schon in die 2. oder 3. Phase).

Während die Absätze des paläogenen Meeres außen zu einer großen, im einzelnen durch Faltung und Schuppen komplizierten Mulde zusammengedrängt werden, liegen die in das Innere des Gebirges eingedrungenen Teile dieser Sedimente flach. Die Faltungen der Geosynklinale brachen sich am Wall der Klippenzone, finden aber in der inneren Zone eine Ergänzung durch Brüche. In das Gefolge der am Südrande scharf akzentuierten, hier größtenteils mit den alten Randbrüchen zusammenfallenden Senkungslinien gehören auch die Eruptionen der miocänen Zeit.

Der Zusammenfaltung des Sandsteins entspricht die Einsenkung einer besonders im Osten breiten neuen Geosynklinale am Außenrande; das Karpathenmeer erfährt eine abermalige Verschiebung nach außen. Das Meer ist anfänglich flach (Salzbildung), später transgrediert es in Buchten der gefalteten Sandsteinzone. Es ist eine der wichtigsten Beobachtungen, daß beim Einsetzen der 5. Faltungsphase nur die in der Geosynklinale und zwar nur die nahe der Sandsteinzone gelegenen Absätze gefaltet wurden, während die transgredierenden Absätze im Innern der Sandsteinzone flache Lagerung bewahrt haben. Hierin liegt der Beweis, daß die miocäne Faltung, der man früher die Hauptauftürmung der gesamten Karpathen zuschrieb, nur in einem beschränkten Gebiete des Außenrandes wirksam war.

Senkungen im Innenrande und Eruptionen dauern noch längere Zeit fort. In der äußersten Südostecke der Karpathen sind selbst noch in pontischer und levantischer Zeit am Außenrande Faltungen, am Innenrande Eruptionen eingetreten.

Die Rolle des Vorlandes gegenüber den Faltungen der Karpathen entspricht nicht den Vorstellungen, die wir z. B. aus der Berührungszone zwischen Alpen und Schwarzwald gewonnen haben. Bei Weißkirchen liegt das sarmatische Tertiär flach auf sarmatischem Gestein und selbst der Flysch zeigt keine namhafte Anpressung an das Vorland. Die kräftigen Störungen bei Wieliczka und Bochnia sind aber weit vom Vorlande entfernt, d. h. die Faltungen sind von der Region der Geosynklinale abhängig, sind intensiv, wo diese breit und tief ist und sind verwischt, wo sie nur eine flache Furche bildet.

Für die Annahme eines von Süden kommenden Schubes spricht schließlich nur die Bogenform des Gebirges, aber doch auch nur bedingt, da die Kurve so stark gebogen ist, daß man für die einzelnen Teile sehr verschiedene Schubrichtungen, für die Südkarpathen Nordschub, für die Drehungsregion an der Donau sogar Westschub zulassen müßte. Annehmbar erscheint die Vorstellung des allseitig tangentialen Druckes, unter dessen Herrschaft die relativ plastische Geosynklinale der Sandsteinzone zwischen Vorland und gefaltetem, jetzt relativ starrem Hinterland zusammengedrückt wurde. **E. Koken.**

E. Zimmermann: Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. (Neue Landeskunde des Herzogtums Sachsen-Meiningen. 4. Heft. Hildburghausen 1902. 173 p.)

In allgemein verständlicher Weise wird in dieser dankenswerten Schrift nicht nur eine stratigraphische Übersicht der einzelnen Formationen mit ihren wichtigsten Leitfossilien und Eruptivgesteinen gegeben, sondern es wird besonders auch Wert gelegt auf die Schilderung der petrographischen Eigentümlichkeiten, der Verwendbarkeit der Gesteine und ihre agronomische Bedeutung, der hydrologischen Verhältnisse etc.

Nach einem Überblick über das wichtigste Kartenmaterial und die allgemeinsten topographisch-geologischen Verhältnisse wendet sich Verf. der sogen. archäischen Formation der Gegend von Liebenstein, Ruhla und Brotterode zu. Es ist hier von Interesse zu erfahren, daß die Untersuchungen R. Scheibe's das postculmische Alter der Granite wahrscheinlich gemacht haben. Den Hohlraum für die Intrusion derselben dürften zuvor die ursprünglich zusammenhängenden Glimmerschiefermassen von Thal—Ruhla—Schweina und Dreiherrnstein—Judenkopf geliefert haben. Kontaktmetamorphose findet sich dabei stellenweise. Die Granite und granitischen Gneise werden gegliedert in den porphyrartigen Hauptgranit um den Gerberstein, den flaserigen Augengneis von Steinbach mit seinem berühmten Flußspatgang, den Thaler und Liebensteiner Gneis.

Zu Eingang der Betrachtungen über das paläozoische Schiefergebirge macht Verf. auf das höchst instruktive Profil an der Bohlwand oberhalb Saalfeld aufmerksam und schildert dann die Grundlinien des tektonischen Gebirgsbaues. Man unterscheidet dabei als „Glieder höchster Ordnung“: 1. den Phyllitsattel von Unterneubrunn nach Königsee, 2. die Teuschnitz-Ziegenrücker Culmmulde und 3. den sogen. ostthüringischen Hauptsattel, der am weitesten südöstlich gelegen ist. Im NO. und SW. werden diese Elemente von den Randspalten des Thüringer Waldes abgeschnitten. Von den Verwerfungen innerhalb desselben ist die Störungslinie Lobenstein—Lichtentanne—Probstzella—Gräfenthal und ihre dreifache Teilung in der Nähe dieses Ortes die bedeutendste. Es ist von Wichtigkeit, daß auf dieser SO.—NW. bis fast O.—W. gerichteten Störung bereits Rotliegend-Eruptivgesteine emporgedrungen sind.

Die ältesten paläozoischen Schichten zerfallen in der Darstellung der geologischen Aufnahme in eine liegende phyllitische, eine halbphyllitische und eine obere Stufe. Man ist sich dabei bewußt, daß zum mindesten die letztgenannte Abteilung mit *Phycodes circinnatum*[1] richtiger zum Untersilur zu stellen ist, würde sich dann aber vor der großen Schwierigkeit sehen, dieses tiefe Silur von dem eigentlichen Cambrium sicher abzugrenzen.

Im ältesten Cambrium treten äußerst kalkarme Phyllite, Quarzphyllite und Phyllitquarzite, z. B. bei Ernstthal, ferner Alaun- und Kieselschiefer,

---

[1] Ref. fand im vorigen Jahre in den Wetzschiefern des „Geheges“ südl. Gräfenthal auch die ersten deutlichen, wenngleich nicht bestimmbaren Trilobitenreste, worüber demnächt berichtet werden soll.

sowie Porphyroide und Amphibolite als Einlagerungen auf. In der oberen Abteilung der Formation spielen Thonschiefer, die hier und da in Wetzschiefer übergehen, und Quarzite die Hauptrolle. Diese sind dadurch wichtig, daß sie stellenweise Roteisenstein sowie Gold führen, das sich auch in den Schottern der dem Quarzitgebiete entströmenden Bäche, z. B. der Schwarza, gefunden hat.

Das Silur schließt sich eng an das Cambrium an, und zwar vom Südwestrande des Gebirges bis in die Gegend von Saalfeld, wo es sich zusammen mit dem Devon in eigentümlicher NW.-Streichrichtung den mauerartig aufragenden aus cambrischem Materiale bestehenden Gartenkuppen nach NO. vorlagert. Bemerkenswert ist die geringe Mächtigkeit des Obersilurs im Vergleiche zum Untersilur.

In dieser Abteilung sind zwei Gesteine von hoher technischer Bedeutung, das sind die Eisenoolithe Thuringit und Chamoisit, die neuerdings wieder in großem Maßstabe bei Schmiedefeld abgebaut und in Unterwellenborn bei Saalfeld verhüttet werden und die Tonschiefer. Diese sind von ausgezeichnet gleichmäßigem Korn und deutlich nach zwei Richtungen abgesondert, woraus ihre Verwendung zu Griffeln sich herleitet. Die blühende Industrie der Gegend von Steinach, Hasenthal und Spechtsbrunn versorgt die gesamte Welt mit Griffeln. In der Paläontologie sind die Asaphidenreste aus diesem Horizonte bekannt.

Es folgen dann, als das „Mittelsilur" der Landesanstalt, die unteren Graptolithenschiefer und das Obersilur, bestehend aus Ockerkalk und oberen Graptolithenschiefern. Erstgenanntes Gestein ist häufig vollkommen in gelben Ocker zersetzt, der als Farberde gewonnen wird.

Das Devon wird nach der auf den geologischen Karten zum Ausdruck kommenden Auffassung beschrieben[1]. Im „thüringischen Unterdevon" sind Tentakulitenschiefer und Nereitenquarzite die wichtigsten Gesteine, an der Basis der Abteilung lagert der sogen. Tentakuliten-Knollenkalk [richtiger wohl Knotenschiefer. Ref.]. Fossilien finden sich hier und da, aber selten in guter Erhaltung. Dasselbe ist der Fall in der als Mitteldevon aufgefaßten Schichtgruppe, deren petrographischer Charakter sehr wechselnd ist. Braunwacken sind hier die Träger der Fossilien. Im Oberdevon [dessen paläontologische Gliederung noch aussteht Ref.] sind technisch wichtig die den Cypridinenschiefern eingelagerten Wetzschiefer sowie Knotenkalke, die als Trottoirplatten etc. Verwendung finden. Höher hinauf stellen sich Kalkknotenschiefer mit Clymenien und anderen Fossilien ein, sowie Quarzite und dunkle Tonschiefer als Vertreter des oberen Oberdevons.

Der nun folgende Culm zerfällt in zwei Abteilungen, deren Grenze aber wegen des Fehlens einer leicht kenntlichen Schicht schwer genau festzulegen ist. Das anderorts so wichtige Leitfossil *Posidonia Becheri*

---

[1] Ref. wird in kurzem die Resultate seiner eingehenden paläontologischen und geologischen Untersuchungen veröffentlichen, welche die stratigraphische Gliederung des Thüringer Devons im Sinne der bereits von E. Kayser (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **46**. 1894. 827) als zutreffend vermuteten Auffassung beweisen sollen.

hat sich noch nirgends gefunden, dagegen zeichnen sich die liegendsten Schichten durch das Vorkommen fossilführender Phosphoritkonkretionen (s. hierüber Joh. Lehder, dies Jahrb. Beil.-Bd. XXII, 1906) sowie zahlreiche Pflanzenreste aus, die von verschiedenen Forschern schon beschrieben worden sind. Als Versteinerungsmittel tritt hier und da ein seltenes Silikat, der Gümbelit, auf. Technisch ist der Unterculm von höchster Bedeutung wegen des reichen Vorkommens von dunklen, dünn- und ebenspaltenden Tonschiefern, die in ausgedehntem Maßstabe als Dachschiefer abgebaut werden (Lehesten, Gräfenthal, im Loquitzthal etc.). Im Gegensatz zu dieser schiefrigen Unterstufe besteht der obere Culm zumeist aus Grauwacken, die u. a. *Archaeocalamites transitionis* führen.

Von paläovulkanischen Eruptivgesteinen finden sich im Silur und Devon Diabase, jedoch bei weitem nicht so häufig als in Ostthüringen. Das Obercarbon fehlt im Thüringer Walde, es ist die Zeit der Bildung der großen paläozoischen Faltengebirge sowie der Granitintrusionen.

Das Rotliegende setzt sich im Herzogtum Sachsen-Meiningen zusammen aus den Gehrener Schichten (mit Steinkohlenflötzen bei Neuhaus—Stockheim), der Goldlauterer Stufe (mit verschiedenen Konglomeraten, Kohlenflözen — bei Crock —, pflanzenführenden Schiefertonen, Sandsteinen etc.) und der zumeist aus Sandsteinen bestehenden Tambacher Stufe.

Unter den rotliegenden Eruptivgesteinen herrscht eine große Mannigfaltigkeit, so treten auf: Granit-, Quarz-, Felsit- und Orthoklasporphyr, dann Porphyrite, Kersantit und Melaphyr.

Die diskordante Auflagerung des Zechsteins auf gefaltetem älteren Paläozoicum ist an verschiedenen Stellen deutlich zu beobachten, so besonders gut am Bohlenberge oberhalb Saalfeld. Eine besonders interessante Erscheinung im thüringischen Zechsteine sind die von Bryozoen aufgebauten Riffe mit ihrer reichen Tierwelt. Im unteren Zechstein tritt ein $\frac{1}{2}$—1 m mächtiges Kupferschieferflöz auf, technisch wichtig sind Erzgänge, die Eisen, Kupfer und Kobalt liefern.

Eine Zusammenstellung wichtiger Bohrungen auf Steinsalz und Kali findet sich dann auf p. 403, wo das Nähere nachzusehen ist.

Es folgt nun gleichmäßig über dem Zechstein die Trias, die in muldenartiger Lagerung nördlich und östlich vom Thüringer Wald sich erstreckt, so daß man von SO. nach NW. wie von WSW. nach ONO. die drei Triasglieder von unten nach oben gegen das Muldentiefste zu durchwandert. Störungen in diesem Gebiete sind zahlreich vorhanden, u. a. die an der Finne bei Eckartsberga und Kamburg. Verf. schildert dann ausführlich die innerhalb Sachsen-Meiningen gelegenen Triasgebiete auf der anderen Seite des Thüringer Waldes und wendet sich dann den stratigraphischen Verhältnissen der Formation zu. Der untere Buntsandstein besteht aus Bröckelschiefern und feinkörnigem Sandstein, der mittlere aus einer geröllführenden Unter-, einer geröllfreien Mittel- und der Bau- oder *Chirotherium*-Sandsteinstufe. Der erstgenannten Abteilung des mittleren Buntsandsteins gehören die interessanten kaolinreichen und deshalb für die Porzellanfabrikation so wichtigen Sandsteinrelikte von Steinheid auf der

Höhe des Thüringer Waldes am Rennsteig zu, die letzte schließt die bekannte Karneolbank ein. Der Röt zerfällt paläontologisch in eine untere Zone mit *Myophoria costata* und eine obere mit *M. vulgaris*.

Es folgt nun die untere Stufe des Muschelkalks mit den vier sogen. Oolithbänken, dann die fossilarme mittlere Abteilung, die im vorliegenden Gebiete bis jetzt weder Steinsalz noch Gips und Anhydrit geliefert hat, und schließlich der obere Muschelkalk, der in der bekannten Weise in Trochitenkalk und Nodosenschichten zerfällt. Im Gegensatz zu den Vorkommen nördlich des Thüringer Waldes ist im Meiningischen der hangendste Horizont, der durch das Auftreten von *Ceratites semipartitus* gekennzeichnet ist, entwickelt.

In vorzüglicher Ausbildung ist dann der Keuper vertreten. Die Lettenkohlengruppe endet mit dem 2—6 m mächtigen Grenzdolomit, an den sich eng der untere Gipskeuper anschließt. Höher hinauf in dieser Unterstufe finden sich die wichtige *Corbula*-Bank sowie die Estherienmergel. Dann folgen Schilfsandstein und Lehrbergschicht, letztgenannte charakterisiert durch das Auftreten von *Anoplophora keuperina* und *Turritella Theodorii*. Höher hinauf schließen sich danach an: Blasen- und Plattensandstein, im Hangenden gipsführend, ferner Semionotensandstein, rote Mergel mit Gips und Sandstein, dolomitische Arkose, Burgsandstein und schließlich feuerrote Letten, die anderwärts *Zanclodon laevis* geliefert haben. Das Rhät ist durch seine Sandsteine technisch wichtig.

Vom Lias finden sich südlich des Thüringer Waldes nur geringe Reste. Das Vorkommen von *Amaltheus costatus* im Gerölle der Saale, das Richter erwähnt, ermangelt noch des sicheren Beweises.

Das Tertiär südlich des Thüringer Waldes hat nur eine geringe Verbreitung, wichtig ist der Fund von *Mastodon Borsoni* bei Jüchsen (beschrieben durch J. Walther 1901), wodurch das pliocäne Alter der aus meist einheimischen Geröllen, Sanden und Tonen bestehenden Schichten nachgewiesen ist. Nördlich vom Thüringer Wald, z. B. besonders in der Kamburger Gegend, spielen tertiäre Sande und Gerölle, mit eingeschalteten Tonlagern sowie Braunkohlenflözen im Liegenden, eine größere Rolle. Man rechnet diese Ablagerungen zum Oligocän.

Die neovulkanischen Eruptivgesteine, verschiedenartige Basalte, haben in der Vorderrhön und im Grabfeld große Verbreitung. Es ist von Wichtigkeit, daß die Anordnung der Kuppen und Decken sowohl wie der Gänge vielfach in der Richtung NS. bis NNO.—SSW. erfolgt. Phonolith schließlich findet sich an der Heldburg. Verf. schildert dann noch den Vorgang der Herausbildung des Thüringer Waldes im Tertiär.

Glazialdiluvium ist nur im Amt Kamburg vorhanden.

Karl Walther.

H. Stille: Über den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf am Deister. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1901. **22**. 3. 1902.)

Am Aufbau des südwestlich der Stadt Hannover gelegenen Deistergebirges beteiligen sich folgende Schichten:

Wealden. Hauptbestandteil des Gebirges, am Nordostfuße des nördlichen Deisters von Neocom überlagert, im nordwestlichen Teile zerfallend in:

Obere Wealdenschiefer.

Wealdensandstein, im nördlichsten Teile gegen Bad Nenndorf und gegen W. zu an Mächtigkeit stark abnehmend.

Untere Wealdenschiefer.

Malm.

Serpulit, teilweise oolithisch, mit nach unten stark zunehmendem Bitumengehalt (Asphaltnester).

Münder Mergel, gipsführend, vermutlich die schwefelwasserstoff- und schwefelcalciumführenden Solquellen in der Nähe von Rodenburg speisend.

Das Streichen des Gebirges ist SO.—NW., im N. fast nordsüdlich. Der nördlichste Teil gegen Bad Nenndorf zu stellt einen Pfeiler dar, der an einem Querbruche gegen den übrigen Deister abgesunken ist. Zahlreiche minder erhebliche streichende Störungen finden sich namentlich im nördlichen Teile des Gebirges.

Das nordsüdlich sich erstreckende Auetal trennt den SO.—NW.—N. verlaufenden Bogen des Deisters von dem SW.—NO.—N. gerichteten Zuge der Bückeberge und des Heisters. Zugleich stellt das genannte Tal die Sattellinie der beiden den Bruchstücken einer Hyperbel vergleichbaren Gebirgsflügel dar, wobei die starke Divergenz der Bückeberge und des Deisters auffällt. Der Sattel wird dann durch eine kleine Wealdenmulde in zwei Spezialsättel zerlegt.

Trotz der sehr verschiedenen Richtungen der Faltungen weist Verf., indem er auf die ganz allmählichen Übergänge aufmerksam macht, die gesamte Gebirgsbildung dem hercynischen Systeme zu.

Die im nördlichen Deister auftretenden Quellen sind nachweislich zu allermeist Spaltenquellen. Ihr Fließen wird abhängig sein von dem Widerstande, den sie auf ihrem Wege vorfinden, wobei das ganze System von Wasseradern in einem durch Zu- und Abfluß geregelten Gleichgewichtszustande sich befindet.

Den hohen Schwefelwasserstoffgehalt des heilkräftigen Nenndorfer Wassers erklärt Verf. entstanden infolge Reduktion der gelösten Sulfate des Münder Mergels durch das Bitumen des Serpulits. Dort, wo durch diesen das Wasser bequem und schnell in weiten Klüften hindurchströmt, vermag das gelöste Sulfat sich nicht zu reduzieren. Wo jedoch ein Netzwerk feiner Spalten im Serpulit vorliegt, da hat das Sulfat hierzu sowohl Zeit, die zu dem chemischen Vorgange unbedingt nötig, wie Gelegenheit.

Karl Walther.

H. Stille: Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. (Abh. d. k. preuß. Landesanst. N. F. **38**. Mit 6 Taf. u. 3 Textabbild. 1903.)

Nach einigen einleitenden Bemerkungen über frühere Untersuchungen in dem Gebiete, den Gegensatz der wasserreichen nächsten Umgebung von Paderborn gegenüber der stark zerklüfteten und daher sehr wasserarmen Plänerhochfläche im S. und SW. der Stadt, sowie über die Topographie der Gegend wendet sich Verf. den stratigraphischen Verhältnissen zu. Wir stellen diese folgendermaßen tabellarisch zusammen:

Alluvium.

Diluvium. Einheimisches Diluvium in großer Verbreitung nördlich der Paderborner Hochfläche, gegen die Senne zu.

Senon. Bei Paderborn und Lippspringe.

Turon. Im Liegenden beginnend mit dem charakteristischen Rotpläner. Darauf folgt *Brongniarti-*, *Micraster Leskei-*, Scaphiten- und schließlich als Hangendes *Cuvieri*-Pläner.

Cenoman. Mit seinen liegenden Schichten längs des Eggegebirges von N. nach S. mehr und mehr transgredierend, so daß das Cenoman im S. unmittelbar auf Trias lagert[1]. Es gliedert sich in:

Oberste Cenomankalke, ungefähr den „Armen *Rhotomagensis*-Schichten" v. Strombeck's im subhercynischen Hügellande entsprechend.

Cenomanpläner mit *Schloenbachia varians, Acanthoceras Rhotomagense* etc. Das Gestein entkalkt sich besonders dort, wo Cenomanmergel, die das Wasser schwer hindurchlassen, unterlagern, und liefert so den sogen. „Hottenstein".

Cenomanmergel.

Gault. Nach dem Gesagten in seiner Gesamtheit nur im N. der Egge, bei Altenbeken, vorkommend, aus Sandsteinen und Flammenmergel bestehend.

Neocom. Auch dieses Formationsglied transgrediert von N. nach S. auf immer ältere Schichten, allerdings bei weitem nicht so regelmäßig wie das Cenoman. Dabei zeigt sich, daß das Liegende der Kreide von Schichtenstörungen betroffen ist (s. die angeführte Spezialarbeit über diese Verhältnisse). Das Neocom erscheint in der sandigen Fazies, das Korn des Gesteins ist dem des mittleren Buntsandsteins ähnlich. Die Größe der eingeschalteten Gerölle nimmt von N. nach S. zu, was auf die Lage der Strandlinie des Neocommeeres deutet.

Der bezeichnendste Zug in der Tektonik ist das nordsüdliche Streichen des Eggegebirges, das im südlichsten Teile in ein südwestliches übergeht. Die Lagerung der Kreideschichten ist sehr regelmäßig, doch

[1] Stille, Über präcretaceische Schichtverschiebungen im älteren Mesozoicum des südlichen Eggegebirges. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. für 1902.

treten einige Störungen auf, die sich im südöstlichsten Teile des Kreidegebietes häufen.

Es werden dann die offenen Wasserläufe im Plänergebiete beschrieben und im einzelnen auf die Versickerungen und die im Zusammenhang mit der unterirdischen Wasserzirkulation stehenden Erdfälle hingewiesen.

Ganz im Gegensatz zu der wasserarmen Plänerhochfläche im S. von Paderborn ist die Gegend nördlich der Stadt an der Grenze gegen das vorgelagerte Diluvium außerordentlich wasserreich. Es rührt dies daher, daß die Wassermengen längs N. oder NW. gerichteter Spalten im Pläner sich beim Ausstreichen dieses Gliedes an dem aufgelagerten Emscher stauen und auf diese Weise zum Austreten gelangen. Der nördliche Teil der Stadt Paderborn befindet sich schon in diesem wasserreichen Gebiete, wo die Pader in einer großen Anzahl von Quellen entspringt. Diese sind in physikalischer Beziehung außerordentlich voneinander verschieden, dergestalt, daß man stets klare neben solchen beobachtet, die sich bei heftigen Regenfällen trüben, solche, die eine beträchtliche und andere, die eine geringe Temperaturschwankung zeigen und daß ferner die westlichen Quellen im allgemeinen wärmer sind als die östlichen. So erreicht die Temperatur der am weitesten nach W. gelegenen, welche die Warme Pader liefern, die Höhe von 15,9°. Während diese aber stets klar bleiben, können sich die östlich davon gelegenen, die Börnepader liefernden Quellen sehr stark trüben und hieraus erklärt sich wohl, daß die in der Nähe befindlichen Wasserleitungsquellen der Stadt, obwohl stärkere Trübungen an ihnen niemals beobachtet worden sind, zur Zeit der Schneeschmelze und nach starken Regengüssen einen auffallend hohen Bakteriengehalt zeigen, der schon mehrfach schwere Typhusepidemien herbeigeführt hat. Dieselben physikalischen Verschiedenheiten wie bei der eben beschriebenen westlichen Quellgruppe finden sich auch bei der östlichen.

Es ergibt sich nun, daß die Wasserführung zu den Paderquellen nicht an wasserundurchlässige Lagen im Pläner, sondern vielmehr an Spaltensysteme gebunden ist und es muß sich also aus der Kenntnis des Verlaufes derselben die unterirdische Wasserzirkulation herleiten lassen. Austritt von Quellen, sowie vielfach reihenförmig angeordnete Erdfälle erleichtern die Feststellung der Spalten. Dabei zeigt sich, daß ebenso wie diese sich aus einer großen Menge von Störungen zusammensetzen, auch das Wasser in zahlreichen Fäden zirkuliert, die wohl hier und da miteinander in Verbindung stehen, meist jedoch völlig unabhängig voneinander sind, was sich in dem verschiedenen chemischen und physikalischen Verhalten der Quellen äußert.

Für die Feststellung der tektonischen Verhältnisse der Gegend ist dieser Zusammenhang von Wasserführung und Spaltensystemen von Wichtigkeit. Es zeigt sich, daß diese etwa gleichsinnig mit den Verwerfungssystemen des Teutoburger Waldes verlaufen und gleich diesen aus der südnördlichen in die südostnordwestliche Richtung einlenken.

Aus dem eben geschilderten Zusammenhange ergibt sich nun die Erklärung für die Erscheinungen anfangs des Abschnittes über die Wasser-

verhältnisse. Quelltrübungen werden gern dort erfolgen, wo Flußwasser in die Spalten zuströmen kann. Während aber der Zufluß seit langen Zeiten derselbe geblieben ist, wird der Abfluß infolge steter Verbesserung der unterirdischen Wege durch Auslaugung ein immer stärkerer und geregelterer werden. Auf die Fruchtbarkeit der Paderborner Hochfläche und die Dichte ihrer Besiedelung dürfte dies von erheblichem Einflusse sein.

Mit dem Zuströmen von Flußwasser steht auch das Vorhandensein oder Fehlen größerer jährlicher Temperaturschwankungen in Beziehung. Quellen aus dem stark zerklüfteten, dem Wasser einen guten, schnellen Abfluß bietenden Plänergebiete oder solche, die von dort stark gespeist werden, vermögen sich in ihrer Temperatur derjenigen der atmosphärischen Niederschläge unvergleichlich schwerer anzupassen als solche, die in den sandigen Umrahmungsgebieten des Pläners lange Zeit bis zu ihrem Austritte gebrauchen. Diese haben vollauf Zeit und Gelegenheit, die Zuflüsse auf ihre Temperatur zu reduzieren. Die erstgenannten Quellen zeigen also große jährliche Temperaturschwankungen, die letzten nicht, jene sind die zeitweilig trüben, diese die stets klaren. Daß dabei Übergänge der Erscheinungen stattfinden, versteht sich von selbst.

Die Aufzählung einiger allgemeiner Gesichtspunkte für Wasseranlagen im Plänergebiete, die sich an weitere Kreise wendet, beschließt die anregende Arbeit. **Karl Walther.**

J. H. Kloos: Die tektonischen Verhältnisse des Norddeutschen Schollengebirges auf Grund der neuesten Tiefbohrungen im Leinetale und bei Hannover sowie die Gliederung des Salzgebirges daselbst. (Festschrift d. herzogl. Techn. Hochschule Carolo-Wilhelmina zur 69. Vers. Deutsch. Naturf. u. Ärzte. 1897. 251—273. Mit 3 Textfig.)

A. v. Koenen: Über die Lagerung der Schichten im Leinetal in der Gegend von Alfeld. (Dies. Jahrb. 1898. I. 68—70.)

J. H. Kloos: Die durch die neuesten Tiefbohrungen auf Kalisalz aufgedeckten Überschiebungen. (XI. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. zu Braunschweig. 1898. 110—116.)

A. v. Koenen: Nochmals die Lagerung der Schichten im Leinetale. (Dies. Jahrb. 1898. II. 155—156.)

J. H. Kloos: Über die neuesten Ergebnisse der Kalisalzbohrungen und die Schachtaufschlüsse in der Provinz Hannover. (XI. Jahresber. d. Ver. f. Naturw. zu Braunschweig. 1898. 172—177.)

Die tiefen Aufschlüsse durch Bohrungen und Schachtanlagen auf Kalisalze haben die wichtige Tatsache kennen gelehrt, daß Schollenverschiebungen in mehr tangentialem Sinne, mag es sich dabei um echte Überschiebungen älterer Gebirgsteile auf jüngere, mag es sich um flach einfallende Verwerfungen handeln, in der Tektonik des mittel- und nordwestdeutschen Schollengebirges eine viel wesentlichere Bedeutung haben, als vor der Zeit dieser tiefen Aufschlüsse angenommen werden durfte.

Kloos beschreibt solche Überschiebungen in der zuerst genannten Mitteilung auf Grund von Bohrlochsaufschlüssen bei Groß-Freden etc. im Leinetale, wo unter Salzen des Zechsteins wieder der Buntsandstein angetroffen wurde, und vom Benther Berge bei Hannover, wo sich unter Buntsandstein wieder Wellenkalk zeigte; in seiner zweitgenannten Mitteilung bringt er noch ein Beispiel aus der Gegend von Rastenberg in Thüringen (Südrand der Thüringer Mulde), wo eine auch am Ausgehenden zu verfolgende, unter 30° einfallende Überschiebungskluft durch Bohrungen 1250 m weit in die Tiefe verfolgt werden konnte.

Das Vorkommen gewaltiger tangentialer Verschiebungen im nordwestdeutschen Schollengebirge will v. Koenen keineswegs bezweifeln, an den speziellen Kloos'schen Beispielen aus dem Hannoverschen und namentlich den Profilkonstruktionen auf Grund weniger Bohrlochsaufschlüsse übt er aber Kritik. Das Leinetal bei Groß-Freden hatte Wermbter in einer durch v. Koenen veranlaßten Arbeit sowohl auf Grund der Gesamttektonik, als auch im besonderen auf Grund des Auftretens von Tertiär und Neocom in der Tiefe des von Trias- und Jurahängen eingefaßten Tales als eine Grabenversenkung gedeutet, bei der Tertiär, Neocom etc. als Ausfüllungen des Sattelaufrisses der Triasschichten erscheinen. Kloos konstruiert nun einen Sattel, dessen zu unterst das Salzgebirge des Zechsteins enthaltende Flügel über einer in der Tiefe als Sattelkern erscheinenden Partie von Buntsandstein von NO. bezw. SW. aufgeschoben sind; diesem Kerne sollen auch die Buntsandsteinschichten angehören, die bei Meimerhausen am östlichen Talhange im tieferen Niveau als die Zechsteingipse liegen. Nach v. Koenen und Wermbter ist also das Prinzip der Tektonik des Leinetales bei Freden ein Absinken von Schollen entlang einer aufgerissenen Sattellinie, wobei Tertiär und Neocom in ihr heutiges tiefes Niveau in der Talsohle gelangten, während Kloos Aufpressungen der Sattelflügel „analog den intensiv gefalteten Gebirgen" annimmt. v. Koenen weist u. a. namentlich darauf hin, daß mit der Kloos'schen Ansicht bei Freden das staffelartige Absinken der Buntsandsteinschichten nach dem Talinnern im Bereiche des nach Kloos „aufgepreßten" Nordostflügels nicht korrespondiert. Kloos erkennt zwar (zweitgenannte Mitteilung p. 112) das Vorhandensein relativ tiefer liegender Schollen nach dem Innern des Tales zu an; nach ihm sind diese Schollen aber bei der Aufwärtsbewegung des Nordostflügels abgebrochen.

Die von Kloos in der ersten Mitteilung gegebene Gliederung des hannoverschen Salzgebirges hat sich im wesentlichen durch die späteren Aufschlüsse nicht bestätigt und ist in vielen Punkten vom Verf. selbst widerrufen worden. **Stille.**

A. Mestwerdt: Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaug.-Diss. Göttingen 1904.

Das älteste in dem behandelten Abschnitte des Teutoburger Waldes zutage tretende Schichtenglied sind rote mergelige Tone, die v. Dechen

zum Keuper gestellt hatte, deren Zugehörigkeit zum Röt aber einerseits durch die konkordante Überlagerung durch Wellenkalk, anderseits durch die charakteristischen dünnen, kieseligen Platten des Röt bewiesen wird.

Im mittleren Muschelkalk ist der Nachweis rötlich gefärbter Mergel von Interesse; solche hat E. Meyer schon aus der Gegend von Bielefeld beschrieben und Ref. hat sie mehrfach am südlichen Teutoburger Walde beobachtet. Im oberen Teile des Trochitenkalk finden sich bereits „tonplattenähnliche“ Gesteine, dichte plattige Kalke mit Lettenzwischenlagerungen.

Vom Keuper findet sich nur die mittlere Abteilung in eingeklemmten Schollen.

Auch die Juraschichten finden sich nur in stark gestörten und vielfach wenig zusammenhängenden Schollen. Immerhin ließen sich durch Fossilien eine größere Zahl von Zonen nachweisen, und es ist anzunehmen, daß so ziemlich der gesamte Jura vorhanden ist. [Im Gegensatz zum südlichen Teutoburger Walde liegt das untersuchte Gebiet bereits in der Region der lückenlosen Sedimentation der Jura- und Kreideschichten. Ref.] Vom unteren und mittleren Jura waren Arietenschichten, Amaltheenschichten, Posidonienschiefer, Coronatenschichten, *Parkinsoni*-Schichten, *Knorri*-Schichten und Cornbrash der Untersuchung zugänglich. Heersumer Schichten sind in sandiger Fazies vertreten und ziemlich fossilreich. Kalke und Kalksandsteine mit zwischenlagernden Mergeln werden durch *Olcostephanus gigas* Ziet. als Portland charakterisiert. Münder Mergel und Serpulit sind in normaler Entwicklung vorhanden. Die Frage des Vorhandenseins der Purbeck-Süßwasserkalke muß wegen fehlender Aufschlüsse offen bleiben.

Der Wealden ist recht verbreitet und gliedert sich in den etwa 50 m mächtigen Wealdensandstein und den Wealdenschiefer; an der Grenze beider sind früher Kohlenflöze gebaut worden. In dem sehr mächtigen Neocomsandstein (Teutoburgerwald-Sandstein) war unteres Hauterivien durch eine ziemlich reiche Fauna (*Polyptychites Losseni* Neum. et Uhl., *Hoplites noricus* Roem., *Crioceras rarocinctum* v. K., *Cr. Roemeri* Neum. et Uhl., *Cr. hildesiense* v. K., *Cr. Duvali* Lév.) nachzuweisen, aber auch höhere Schichten des Hauterivien dürften ebenso wie Barrêmien und Aptien vorhanden sein (s. das Referat über André, Der Teutoburger Wald bei Iburg). Vom Albien war nur die obere Abteilung (Tone mit *Belemnites minimus* und Flammenmergel) nachzuweisen.

Das Cenoman ist petrographisch in die Cenomanmergel, Cenomanpläner und Cenomankalke zu gliedern, wie auch Ref. am südlichen Teutoburger Walde getan hat; während aber am südlichen Teutoburger Walde die Cenomankalke nur den obersten Teil der *Rhotomagensis*-Schichten (v. Strombeck's „Arme“ *Rhotomagensis*-Schichten) vertreten und deren Hauptteil dort noch als Pläner entwickelt ist, setzt die rein kalkige Ausbildung bei Borgholzhausen etc. schon mit den tiefsten *Rhotomagensis*-Schichten ein. Folgendes kleine Schema veranschaulicht dieses Verhältnis:

Südlicher Teutoburger Wald.	v. Strombeck's Zonen.	Borgholzhausen etc.
Cenomanmergel (20—50 m)	Versteinerungsarmer Plänermergel	Cenomanmergel (ca. 30 m)
Cenomanpläner (30—40 m)	*Varians*-Schichten	Cenomanpläner (ca. 20 m)
Cenomankalke (ca. 20 m)	*Rhotomagensis*-Schichten Arme *Rhotomagensis*-Schichten	Cenomankalke (ca. 35 m)

Auf die *Mytiloides*- und *Brongniarti*-Schichten legen sich die Scaphitenpläner, innerhalb deren die neuerdings wieder von Elbert eingehend beschriebenen „Grünsand"bänke besonderes Interesse verdienen. Verf. verfolgte den „Grünsand" von der altbekannten Lokalität der „Timmer Egge" bis über Borgholzhausen hinaus; weiter südöstlich fehlt er aber dem Teutoburger Walde gänzlich und erst im westlichen Hinterlande des Egge-Gebirges erscheinen wieder die östlichsten Spuren einer grünsandigen Entwicklung im Scaphitenhorizonte. Auch *Cuvieri*-Pläner ist im untersuchten Gebiete noch vorhanden, während der Emscher Mergel erst weiter südlich folgt.

Die Tektonik des untersuchten Gebietes ist eine hochinteressante und sehr komplizierte, und es ist um so mehr zu bedauern, daß die sie veranschaulichende Karte nicht mit zum Abdruck gekommen ist, als die wenigen Bemerkungen des „Schlußwortes" doch nur ein sehr unvollkommenes Bild geben. Danach besteht der vorwiegend nordwestlich streichende Rücken des Teutoburger Waldes zwischen Borgholzhausen und Hilter nicht, wie sonst in diesem Gebirge, aus Neocomsandstein, sondern aus den steil aufgerichteten und vielfach verworfenen Plänermassen der oberen Kreide, während der Neocomsandstein infolge mancherlei Störungen hier und da ganz fehlt, dann aber auch wieder in steilstehenden Schollen inmitten der oberen Kreide erscheint. Wirr durcheinander geschobene Schollen der verschiedensten Jura- und Triasbildungen bilden das nördliche Vorland der Kreide und greifen auch horstartig in die Kreideschichten hinein. Das Generalstreichen der Brüche geht nordwestlich, also parallel dem Gebirge; dazu treten aber in großer Menge spießeckige und quer gerichtete Brüche, und letztere bedingen Querverschiebungen und Quereinsattelungen des Gebirgszuges. **Stille.**

Karl Andrée: Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-Diss. Göttingen 1904. 1—49.

Das untersuchte Gebiet besteht aus Parallelzügen von ost-westlich streichenden Kreidegesteinen, deren im allgemeinen flach nach Süden gehendes Fallen lokal steiler wird und sich sogar bis zur Überkippung der Schichten steigert. Das Vorkommen älterer Gesteine und zwar von Braunem Jura mit *Belemnites giganteus* und *Astarte pulla* sowie Münder Mergel und Serpulit in normaler Ausbildung ist an einen Aufbruchsattel

zwischen zwei Neocomsandsteinzügen geknüpft; in diesem Aufbruche erkennt Verf. die westliche Fortsetzung einer früher von Dütting aus dem Hankenberger Bahneinschnitte beschriebenen Sattelverschiebung, die Kimmeridge gegen obersten Neocomsandstein verwirft. [Noch weiter westlich hängt in dem von Mestwerdt bearbeiteten Gebiete mit derselben Aufbruchslinie das keilartige Vorspringen gestörter Triasschichten in die Kreide bei Wellingholzhausen zusammen, und so ergibt sich entlang dem Teutoburger Walde von Borgholzhausen bis über Iburg hinaus eine kontinuierliche Bruchlinie vom Charakter einer Sattelspalte, entlang der mehrfach ältere Schichten zwischen jüngeren horstartig heraustreten. Ref.] Auch der in Wealdensandstein und Wealdenschiefer zu gliedernde Wealden ist im untersuchten Gebiete zum Teil an diesen Aufbruchsattel gebunden, findet sich aber bei etwas regelmäßigeren Lagerungsverhältnissen auch weiter nördlich. Der früher ziemlich ausgedehnte Bergbau auf seine Kohlenflöze ist jetzt fast ganz erloschen; über diesen Bergbau und die dadurch festgestellten Lagerungsverhältnisse werden mancherlei Angaben gemacht.

Die Übergangsschichten zwischen Wealden und Valanginien mit der aus brackischem Wealden und marinen Neocomformen bestehenden Mischfauna hat aus dem untersuchten Gebiete bereits Gagel beschrieben. Außer dem unteren Valanginien ist auch noch das obere Valanginien (*Polyptychites* cf. *bidichotomus* Leym.) z. T. in toniger Fazies entwickelt. Der den Neocomton überlagernde, gegen 200 m mächtige Neocomsandstein (Teutoburgerwald-Sandstein) enthält aber gleichfalls noch in seinem tiefsten Teile Formen, die dem *Polyptychites bidichotomus* nahestehen und auf oberes Valanginien hinweisen. Außerdem war in dem Neocomsandstein durch Fossilien oberes Hauterivien (*Simbirskites progrediens* Lah. u. *S. Phillipsi* Roem.) und tiefstes Barrêmien (*Crioceras Strombecki* v. K.) nachzuweisen; in ihm dürften aber auch noch Barrêmien und Aptien, die Meyer im Teutoburgerwald-Sandstein von Bielefeld durch Faunen nachgewiesen hat, vertreten sein, und da sich auf ihn sofort oberes Albien legt, so möchte Verf. vermuten, daß auch das untere Albien in ihm noch seine Vertretung findet. Das obere Albien ist als dunkle Tone, die Verf. mit den *Minimus*-Tonen v. Strombeck's identifiziert, und Flammenmergel vorhanden. Das Cenoman beginnt mit grauen Mergeln, auf die sich Plänerkalke mit reicher Fauna legen, die wiederum von weißen, an Versteinerungen armen Kalken überlagert sind. Das Turon ist durch *Mytiloides-*, *Brongniarti-* und Scaphitenschichten vertreten; aus den Scaphitenschichten wird eine etwas reichere Fauna namhaft gemacht und dabei Schlüter's *Turrilites saxonicus* mit Recht zur Gattung *Heteroceras* gestellt. **Stille.**

Lienenklaus: Über das Alter der Sandsteinschichten des Hüggels. (14. Jahresber. d. Naturw. Ver. zu Osnabrück. 83—86. Osnabrück 1901.)

Die konglomeratischen Sandsteine, die am Hüggel südlich Osnabrück das Liegende des Kupferschiefers bilden, wurden in der Literatur bald als

Rotliegend, bald als obercarbonisch angesprochen. Eine im Jahre 1899 niedergebrachte Tiefbohrung hat in ihnen Kohlenflöze mit einer kleinen Flora festgestellt, darunter *Cyclopteris* sp., die auch im Obercarbon des nördlich Osnabrück liegenden Piesberges nicht selten ist. Der in seiner Altersstellung bisher fragliche Sandstein muß danach als obercarbonisch gelten und zwar als gleichalterig mit dem Kohlensandstein des Piesberges (Ottweiler Stufe), dem er petrographisch, abgesehen von der rötlichen Färbung, im oberen Teile recht ähnlich ist. Auch am Piesberg liegt wie am Schafberg bei Ibbenbüren der Zechstein über Obercarbon unter Ausfall des Rotliegenden. **Stille.**

W. Koert: Geologisch-agronomische Untersuchung der Umgegend von Amani in Ost-Usambara. Mit einer geologisch-agronomischen Übersichtskarte. (Ber. über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika, herausgeg. v. kaiserl. Gouvernement von Deutsch-Ostafrika (biolog.-landwirtschaftl. Institut in Amani). 2. Heft 3. 1904. 143—164. Mit 1 Karte.)

Verf. unterzog sich 1902 4 Monate lang der Aufgabe, eine geologisch-agronomische Untersuchung des Arbeitsfeldes des biologisch-landwirtschaftlichen Instituts Amani in Ost-Usambara vorzunehmen, wobei auch eine geologisch-agronomische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 10000 aufgenommen wurde. Die Bodenanalysen sind teils von Ingenieurchemiker Lommel in Dar-es-salam, teils im Laboratorium der preußischen geologischen Landesanstalt vorgenommen.

Der Boden setzt sich zusammen aus:

1. Anstehendem Fels, Gneis in verschiedensten Abänderungen, darunter Granulit, Amphibolit, Graphitgneis.

2. Eluvium.

a) Jüngerem Rotlehm, d. h. Verwitterungsboden des Gneises von relativ junger Entstehung mit viel eingeschlossenen frischen Gneisblöcken, daher stets aufs neue freiwerdenden Pflanzennährstoffen (Kali, Magnesia etc.), hoher Aufnahmefähigkeit für Stickstoff. Dieser Boden ist von hohem agronomischen Wert und für dauernde Kulturen, wie Kaffee, am günstigsten.

b) Älterem Rotlehm, in höherem Grade verwittertem und deshalb viel mehr ausgelaugtem Eluvialboden. Die verbreitetste Bodenart im untersuchten Gebiet wie in Ost-Usambara überhaupt, bildet den Boden der Gebirgsrücken.

c) Lateritlehm, hervorgegangen aus der durch Humusinfiltration beeinflußten Zersetzung und Auslaugung des Rotlehms, ein Lehm mit konkretionären Neubildungen aus Eisen- und Tonerdehydraten, besonders auf ebenem Gelände fleckenhaft auftretend. Dieser Boden ist arm an Alkalien und Erdalkalien, daher in agronomischer Hinsicht für viele Kulturen ganz wertlos.

3. Alluvialboden.

a) Sand- und Geröllboden an Wasserläufen, wo ein stärkeres Gefälle in schwächeres übergeht. Hier auch schwarze Mangansuperoxydkruste auf Uferfelsen.

b) Wiesenlehm, teils in dünner Decke, teils tiefgründig.

M. Blanckenhorn.

E. Stromer: Bericht über die Sammlungsergebnisse einer paläontologisch-geologischen Forschungsreise nach Ägypten. (Ber. Senckenberg. Naturf. Ges. 1904. 111—113.)

Verf. machte im Winter 1903/04 mit Unterstützung des verstorbenen Herrn v. Reinach und der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft zu Frankfurt eine dreimonatliche Reise nach Ägypten, um dort für das Senckenberg. Museum Tertiärfossilien zu sammeln. Es werden kurz die aufgebrachten Sammlungen aufgezählt, worunter namentlich bessere Schädel und andere Reste von fossilen Säugetieren aus dem Mitteleocän bis Miocän Interesse beanspruchen. **M. Blanckenhorn.**

E. Stromer: Geographische und geologische Beobachtungen im Uadi Natrûn und Fâregh in Ägypten. (Abh. Senckenberg. Naturf. Ges. **29**. Frankfurt 1905. 69—96. Taf. 18 u. 19.)

Die treffliche, von fleißigen Literaturstudien zeugende Arbeit bringt zunächst Beiträge zur Topographie des Natrontals und des südlich davon gelegenen anscheinend abflußlosen Uadi Fâregh. Eine mit zahlreichen Höhenlinien von ca. 5 m Differenz versehene Kartenskizze bietet namentlich zum ersten Male Einblick in den bisher wenig bekannten Südrand des Natrontales und in das Uadi Fâregh.

In dem vom Ref. zuerst beschriebenen fluviomarinen Pliocän des Uadi Natrûn (Wechsel von marinen, brackischen und fluviatilen Deltaabsätzen des Urnil) wurden 11 weitere Profile rings an den Rändern des Uadi aufgenommen.

Schon Ref. vermutete im weiteren Süden des Uadi Natrûn das miocäne Delta des libyschen Urnil mit fluviomarinen Ablagerungen entsprechend denen von Moghara. Verf. gelang es dann, solche Bildungen richtig anstehend zu entdecken am Uadi Fâregh, tatsächlich ganz ähnlich denen von Moghara, nämlich Eisensandstein mit verkieseltem Holz (Palmen?), Resten von Fischen, Schildkröten, Krokodilen, Proboscidiern und *Brachyodus* und Knotensandstein mit marinen Conchylien.

Aus den im Miocän eingeschlossenen mit brauner Wüstenpatina versehenen Kieseln zieht Verf. den Schluß, daß das damalige Delta von Wüste umgeben gewesen sei.

Eine Schichtenstörung oder Verwerfung hält Verf. nur an der Grenze von Miocän und Pliocän, also am Südrande des Uadi für wahrscheinlich, innerhalb des Pliocäns aber nicht.

Die anfängliche, durch unbedeutende tektonische Vorgänge sowie Wassererosion in der Pluvialzeit vorgebildete Senke wurde vielleicht durch

chemische Vorgänge infolge der Ansammlung des Wassers und der Salze und Windwirkung weiter ausgetieft. Doch ist diese Frage der Entstehung der Senken und Kesseltäler oder Libyschen Wüste, wie Verf. selbst unter eingehender Besprechung aller maßgebenden Faktoren zeigt, noch nicht spruchreif. **M. Blanckenhorn.**

M. Blanckenhorn: Ergebnisse der Reise J. Thomson's bezüglich der Geologie Südmarokkos. (Deutsche Monatsschrift f. Kolonialpolitik u. Kolonisation. 3. Jahrg. 4 p.)

Besprechung der geologischen Forschungsresultate der Reise des verstorbenen Engländers Thomson in Südmarokko nach dessen Buch: Travels in the Atlas and Southern Morocco, mit geologischer Karte, London 1889 und einem nach seinem Tode erschienenen Aufsatz im Quarterly Journal of the Geol. Soc. London 1899 und kritischer Vergleich dieser Ergebnisse mit denjenigen früherer und späterer Marokkoreisenden.

M. Blanckenhorn.

Earl Douglass: A Cretaceous and Lower Tertiary Section in South Central Montana. (Proc. Amer. phil. soc. Philadelphia. **41**. 1902. 207—224. Taf. 29.)

Im Osten der Crazy Mountains und im Süden der Big Snowies tritt im Becken des Musselshell River, im Sweetgrass County, ein Schichtenkomplex zutage, der vom Jura bis zum Tertiär reicht. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß die zur ersteren Formation gerechneten Sandsteine und sandigen Tone mit Resten von Dinosauriern und kleinen Reptilien schon zur Unteren Kreideformation gehören. Darüber folgt die Kreideformation mit der Fort Benton-Formation, der Niobrarastufe, den vom Verf. ausgeschiedenen Fish Creek beds, die fossiles Holz, Bivalven, Schildkröten und Knochen von *Claosaurus* enthalten, den Fort Pierre shales, worin ebenfalls letztere Gattung sowie Skelettreste von Ceratopsiden gefunden wurden, und schließlich der Laramie-Stufe. Sandsteine und Schiefer mit ihren Übergängen wechseln miteinander ab, Kalksteinlagen sind selten, so daß die Ablagerungen dieser Epoche keine große Tiefe anzeigen; wahrscheinlich wurde der größte Betrag darin zur Benton-Epoche erreicht. Besonders hervorzuheben ist das Wiedererscheinen der Dinosaurier, nachdem sie eine Zeitlang verschwunden waren.

Den Beschluß macht das Tertiär. In den Fort Union-Schichten wurden zahlreiche Pflanzenreste, deren Liste nach Knowlton's Bestimmungen mitgeteilt wird, ferner *Unio Connesi* White und *U. Endlichi* White, Gastropoden und Säugetiere gefunden. Letztere sind durch *Mioclaenus aeolytus* Cope, *Anisonchus* cf. *sectorius* Cope, *Euprotogonia puercensis* Cope, *Pantolambda cavirictis* Cope? und *Pantolambda* sp. vertreten; es werden Molaren dieser Arten sowie von *Pantolambda* sp. Ulna und Radius abgebildet. **Joh. Böhm.**

Albert Heim: Neuseeland. (Neujahrbl. herausg. v. d. Naturf.-Ges. Zürich auf d. Jahr 1905. 107. Stück.)

Heim hat Neuseeland im Sommer 1901/02 besucht. Er schildert Land und Leute in zwei Vorträgen, von denen der zweite, „Neuseelands Natur" betitelt, auch geologische Mitteilungen enthält, wovon wir hier einiges wiedergeben.

Die Cookstraße zwischen den beiden Inseln von Neuseeland entspricht einer Transversalverschiebung von ca. 90 km, durch welche die Nordinsel ostwärts gerückt ist. Auch liegt die Nordinsel tiefer; aber sonst entsprechen sich die Schichtzüge auf beiden Inseln. Im allgemeinen kann man die nördliche ein Vulkan-, die südliche ein Alpenland nennen. Sehr lebendig ist Heim's Schilderung der heißen Quellen und Geysire der Nordinsel. Sie dürfte berufen sein, in den Lehrbüchern der Geologie Hochstetter's z. T. ganz veraltete Beschreibungen zu ersetzen. Ebenso wird hoffentlich Heim's Zeichnung der großen Vulkane im Innern der Nordinsel, namentlich die des Ngauruhen, die altmodische Hochstetter'sche Abbildung des Mt. Egmont aus unseren Lehrbüchern verdrängen.

Die Täler, die aus den südneuseeländischen Alpen kommen und sich gegen die Ebene öffnen, haben enorm breite Kiesböden, in welche die Flüsse unter Zurücklassung ausgeprägter Terrassen eingeschnitten sind. Die Berge sind, namentlich in den vorderen Ketten, vielfach ganz von Schuttmänteln umhüllt. Weiter einwärts liegen öfters von Schuttkegeln aufgestaute Seen, es zeigen sich sonderbar verwickelte Flußablenkungen, eigentümlich zusammengesetzte Talläufe, ausgeschaltete Talstücke und dann wieder frisch eingeschnittene Schluchten. Noch weiter gegen die Zentralketten zu folgen große Endmoränen, hinter denen ein langgestreckter See zu liegen pflegt, und die der Fluß in tiefem Einschnitt durchbricht, ferner zusammenhängende gewaltige Seitenmoränen. Die Enden der großen Gletscher liegen, von Schuttmassen überdeckt, in flachem Talboden 750—1300 m über dem Meere. Stromschnellen und Talstufen fehlen oft ganz, vom Meere bis hinauf ans Gletscherende. Falls sie existiert haben, sind sie unter der jüngeren Schuttauffüllung begraben. Was über und hinter den Gletscherenden liegt, hat alpinen Hochgebirgscharakter. Es lassen sich direkt Ähnlichkeiten zwischen neuseeländischen und Schweizer Bergen finden. Nur fallen die Berge mehr ohne Zwischenstufen ab. Bei dem stets frisch fallenden Neuschnee ist die Schneelinie schwer zu bestimmen. Sie mag am Mt. Cook (3765 m) 1800 m betragen. Auffallend ist der Mangel an Gletscherschliffen und Rundhöckern.

Die petrographische Zusammensetzung des Gebirges ist einförmig. Von Osten nach Westen quert man auf $\frac{4}{5}$ oder $\frac{9}{10}$ des Profils fossilleere Tonschiefer und Grauwacken des Paläozoicums, die in eng gepreßten, steilen Falten stehen, deren Umbiegungen selten zu sehen sind. Hier und da sind ihnen Diabase und Melaphyre eingeschaltet. Erst ganz im Westen folgt eine schmale Zone kristalliner Schiefer und etwas Granit. Diskordant liegen über diesen alten Gesteinen Kohlen, Sand- und Kalksteine des Tertiärs. Das Gebirge ist unsymmetrisch, einseitig gebaut; genau bekannt

ist seine Geologie noch keineswegs, zumal da eine gute topographische Karte ganz fehlt. Seine Auffaltung hat in der Kreide stattgefunden, aus der keine Ablagerungen bekannt sind. Nachher trat eine Senkung bis auf ca. 1500 m heutiges Niveau ein und eine abermalige Hebung mit schwacher Faltung. Im Tertiär erfolgten auf der Südinsel vulkanische Ausbrüche. Die Laven haben in ihrer Widerstandskraft gegen die zerstörenden Kräfte einen wesentlichen Einfluß auf die Gestaltung der Küste. Die Häfen Lyttelton, Timaru, Oamaru, Dunedin u. a. liegen in tertiären Krateren oder zwischen Laven und Vulkankegeln. Als die Gletscher sich zurückzogen, wurde aus ihren zurückgelassenen Grundmoränen das feinste Material ausgeblasen und weithin als Löß wieder abgesetzt. Dieser bildet am Meeresufer oder an den Flußrändern steile Wände. Hier kommen dann häufig eingeschlossene Moa-Knochen zum Vorschein. Ein Teil der Fruchtbarkeit des östlichen Flachlandes beruht auf der Lößdecke.

Der südwestliche Teil der Südinsel ist von den in dieser Gegend etwas umbiegenden Ketten der Alpen durch einen Bruch getrennt. Er besteht ganz aus Tiefengesteinsmassen, größtenteils Dioriten, in denen viele Pegmatitgänge auftreten. Das Gebiet hat Plateaugebirgscharakter. Es sind darin lange, tiefe, enge Täler eingeschnitten. Durch eine Senkung des Gebirges sind die alten Talsysteme z. T. unter Wasser getaucht und zu Fjorden geworden. Die 14 Fjorde der Westküste greifen 40—50 km tief ins Land ein. Auch die Ostseite des Gebirgsklotzes hat ihre Fjorde, die an der großen Bruchlinie abstoßen und im unteren Teil Fjordseen bergen. Die neuseeländischen Fjorde haben Ähnlichkeit mit den norwegischen; aber in Neuseeland finden sich nur an einzelnen Stellen Gletscherschliffe. Heim spricht sich mit Entschiedenheit gegen die Ansicht aus, daß die Fjorde durch Gletscher ausgehobelt seien.

[Hoffentlich wird Herr Professor Heim seine geologischen Beobachtungen über Neuseeland noch in extenso veröffentlichen. Einige überraschende Mitteilungen in diesem Vortrag, wie z. B. die Angabe, daß keine Kreide auf Neuseeland vorkommt, verdienen eine nähere Begründung. Ref.]

Otto Wilckens.

Stratigraphie.

Kreideformation.

E. Stolley: Über zwei neue Faunen des norddeutschen Gaults. (14. Jahresber. Ver. f. Naturw. Braunschweig 1903/04 u. 1904/05. Braunschweig 1906. 75—78.)

Die Tone bei Hämelerwald beherbergen eine Fauna, die von derjenigen der *Milletianus*-Tone einerseits und derjenigen der Zone mit *Hoplites furcatus* abweicht. Sie enthält u. a. den von Ahaus beschriebenen *Inoceramus Ewaldi* Schlüt. [nach Wollemann jedoch *I. concentricus*. Ref.] und einen Belemniten, der *Belemnites Ewaldi* ähnelt, sich aber von diesem

durch keulenförmigere Gestalt, tiefere Alveole und dementsprechend längeren Schlitz unterscheidet. Wahrscheinlich ist diese Ablagerung als selbständige Zone zwischen die beiden genannten Zonen einzuschieben und als oberste Zone dem Aptien anzugliedern.

Bei Hohenhameln kommt eine vom Verf. als *B.* aff. *Ewaldi* bezeichnete Art vor, die den Übergang von *B. Ewaldi* zu der Form von Hämelerwald übermittelt, und neben ihnen eine kleine *Duvalia* n. sp., wobei sich zeigt, daß manche Individuen der ersteren Art Neigung zeigen, sich dem Duvalientypus zu nähern. Letzteres gilt auch für Kastendamm. Auch bei Bansleben wurde *B.* aff. *Ewaldi* gefunden. Wahrscheinlich stehen diese Schichten in der Mitte zwischen denen mit *B. Ewaldi* und denen von Hämelerwald. Eine zweite neue Gaultfauna lieferte die Ziegeleigrube bei Walle. Sie enthält Hopliten aus der Verwandtschaft des *Hoplites tardefurcatus* und *H. interruptus* und die Belemniten leiten von dem bei Groß-Schwülper häufigen *Belemnites* aff. *Strombecki* des Verf. zu *B. minimus* über; diese Zone liegt zwischen der des *Ammonites tardefurcatus* und den *Minimus*-Tonen und schließt das untere Gault ab.

Joh. Böhm.

E. Stolley: Zur Kenntnis der nordwestdeutschen oberen Kreide. (14. Jahresber. Ver. f. Naturw. Braunschweig f. 1903/04 u. 1904/05. Braunschweig 1906. 84—94.)

Unter obigem Titel werden mehrere Mitteilungen zusammengefaßt, von denen die erste die Tourtia von Volzum behandelt. Diese ist, normal zwischen dem Flammenmergel und *Varians*-Pläner gelagert, bei etwa 20 m Mächtigkeit als Tone und Mergeltone entwickelt und enthält außer Foraminiferen und Ostracoden *Terebratulina gracilis*, zahlreiche *Aucellina gryphaeoides* und *Belemnites ultimus*. In ähnlicher Fazies tritt die Tourtia bei Lüneburg auf, wo sie einer intensiv korrodierten Steinmergelbank des mittleren Keupers auflagert. Es stehen somit der fast allgemein, in Frankreich, Belgien, England, Westfalen (ausschließlich Teutoburger Wald), Harzrand usw. in Form stark glaukonitischer Sande und Mergel entwickelten Fazies der Tourtia bei oft geringer Mächtigkeit Volzum und Lüneburg als Fazies fast oder ganz glaukonitfreier Tone und Tonmergel von nicht unbedeutender Mächtigkeit gegenüber.

In der zweiten Mitteilung „*Belemnites* und *Actinocamax* im Cenoman" weist Verf. darauf hin, daß, wie *Belemnites ultimus* bei Lüneburg bis ins obere Cenoman hinaufsteigt, so anderseits der älteste Vertreter des jene Gattung ablösenden Genus *Actinocamax* bis in das mittlere Cenoman hinuntergeht. So wurde bei Broitzem im *Varians*-Pläner ein sehr schlankes, wohl zu *A. lanceolatus* Sow. zu stellendes Exemplar gefunden. Es ist, bis nicht die Identität dieser Art mit *A. plenus* unzweifelhaft nachgewiesen ist, wahrscheinlich, daß *A. lanceolatus* Sow. als eine wohlunterscheidbare Art des mittleren Cenoman dem obercenomanen und unterturonen *A. plenus* vorangeht und zu ihm hinüber mutiert hat.

Im Behrschen oder Kreidebruch bei Lüneburg fand Verf. dort, wo die in der Fazies reiner Schreibkreide entwickelte Quadratenkreide in die ebenfalls weiße, aber bereits etwas tonige untere Mucronatenkreide übergeht und die beiden namengebenden Leitformen dieser Horizonte sich mischen, auch *A. mammillatus*, so daß demnach Lüneburg der südlichste Punkt ist, an dem diese Art bisher sicher nachgewiesen ist.

Die Granulatenkreide bei Broitzem hat ein zweites Exemplar von *Belemnitella praecursor* Stolley sowie 1 Exemplar von *Bel. mucronata* Schloth. geliefert, wonach anzunehmen ist, daß neben jener glatten Art auch die letztere selbst schon im norddeutschen Untersenon beginnt, sodann vereinzelt in der Quadratenkreide auftritt und mit Beginn der Mucronatenkreide dann rasch die allein herrschende Art wird.

In der letzten Mitteilung wird das Vorkommen von *Pachydiscus Levyi* de Gross. und *P. Launayi* de Gross. im Ilsenburgmergel bei Eckerkrug angeführt, von denen ersterer in Frankreich der Quadraten-, letzterer der obersten Granulatenkreide angehört. **Joh. Böhm.**

J. J. Jahn: Vorläufiger Bericht über die Klippenfazies im böhmischen Cenoman. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1904. 297—303.)

Zu den seit langem bekannten Vorkommnissen von cenomaner Klippenfazies im nördlichen und nordwestlichen Böhmen gesellen sich nun auch solche in Ostböhmen. Sie bilden hier fast drei parallele Zonen, von denen zwei den nordöstlichen und westlichen Fuß des Eisengebirges umranden, die dritte parallel mit dem südwestlichen Fuß des Adlergebirges verläuft. Die erste Zone erstreckt sich von Elbeteinitz bis Skuteč und begleitet die ehemalige Küstenlinie des Kreidemeeres, die sich vom nordöstlichen Fuße des Eisengebirges nach Norden, Nordosten und Osten erstreckte. Sie stellte somit eine Zone von submarinen Erhebungen und Felsklippen vor, die, von der abradierenden Tätigkeit verschont, vom Boden des Cenomanmeeres aufragten. Die zweite Zone begleitet den südwestlichen Fuß dieses Gebirges, mit dem sie jedoch nicht, wie die erstere, parallel verläuft. Am südöstlichen Abhange des Berges Kaňk nördlich Kuttenberg sind gewaltige Taschen und Spalten im Gneis mit weißem kristallinischen Kalk ausgefüllt, der zahlreiche Arten von Spongien, Korallen, Seeigel, *Pecten, Alectryonia diluviana*, dickschaligen Gastropoden u. a., eine sessile Fauna, enthält. Der Kalk erweist sich auf verwitterter Oberfläche als eine Klippenbreccie, ein Zerreibsel von lauter Tierresten, und in ihm sind Gneisblöcke und stellenweise so zahlreiche Gneisgerölle eingeschlossen, daß man dieses Sediment als Gneiskonglomerat mit kalkigem Bindemittel bezeichnen muß. Am nördlichen Fuß des Berges enthält der Mergel der Klippenfazies in den Gneistaschen zahlreiche *Rhynchonella compressa*, Ostreen, Exogyren und Korallen (namentlich *Synhelia gibbosa*). Wie in Sachsen, fehlen auch in den böhmischen Sedimenten der Klippenfazies die in den gleichalterigen

Sandsteinen der Koryczaner Sandsteine häufigen Inoceramen, *Exogyra columba*, *Pecten asper*, *Vola aequicostata*, *V. phaseola*, *Protocardium hillanum* u. a.. Dagegen kommt *Actinocamax plenus* sowohl in der Klippenfazies als auch im Sandstein wie im Pläner vor. **Joh. Böhm.**

J. J. Jahn: Über das Vorkommen von Bonebed im Turon des östlichen Böhmens. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1904. 317—322. 1 Textfig.)

W. Petrascheck: Ergänzungen zu J. J. Jahn's Aufsatz über ein Bonebed aus der böhmischen Kreide. (Ibid. 356, 357.)

Am Geiersberg (Bl. Senftenberg) und bei Orlice findet sich im Weissenberger Pläner eine Lage glaukonit- und phosphorithaltigen Gesteins, z. T. mit Quarzgeröllen, das zahlreiche Fischzähne, Koprolithen, Fischwirbel, Knochenbruchstücke, Foraminiferen, Bruchstücke von Inoceramen und Ostreen, *Pecten pulchellus*, kleine *Pecten*-Arten, *Avicula roxelana*, *Terebratulina gracilis* und *Cidaris*-Stacheln führt. Petrascheck weist im Anschluß auf gleiche Vorkommnisse am Gamighügel bei Dresden, bei Bilin und Koschtitz in Böhmen hin. **Joh. Böhm.**

A. Wollemann: Alte und neue Aufschlüsse im Flammenmergel, *Varians*-Pläner und Turon in der Umgegend von Braunschweig. (14. Jahresber. Ver. f. Naturw. Braunschweig. 1904. 4 p.)

Seit v. Strombeck's Arbeiten über den Flammenmergel und *Varians*-Pläner bei Braunschweig sind die alten Aufschlüsse erweitert und neue hinzugekommen. Ersterer ist zurzeit bei Börssum, Bornum und Bansleben aufgeschlossen. Während Bornum nur *Aucellina gryphaeoides* Sow. geliefert hat, haben sich die beiden anderen Lokalitäten als reich an Fossilien erwiesen. Südlich Groß-Biewende tritt *Minimus*-Ton zutage, der u. a. *Pecten Behrensi* n. sp. enthält. Eine reiche Liste von Arten wird sodann aus dem *Varians*-Pläner von Hachum und Homburg mitgeteilt. Ferner findet sich zwischen Homburg und Hoppenstedt *Brongniarti*-Pläner, der hier rot gefärbt ist, und gegen Hoppenstedt zu Scaphitenpläner.

Joh. Böhm.

Tertiärformation.

G. Simoens: Un exemple de transgression marine secondaire au sein d'un cycle sédimentaire type. (Bull. soc. belge de Géologie. Procès verbaux. **20**. 95. 10. April 1906.)

Aus der Schichtenfolge in einer Sandgrube im Bruxellien bei Brüssel wird gefolgert, daß das Übergreifen des Meeres des Bruxellien dort mit

abwechselndem Vordringen und Zurückweichen sowie Ruhepausen erfolgt sei, die durch lokale Bewegungen des Bodens bedingt gewesen seien.

In der Diskussion widersprachen die Herren Van den Broeck und Rutot diesen Ausführungen. **von Koenen.**

Michel Mourlon: Compte rendu de l'Excursion géologique aux environs de Bruxelles dans la région faillée de Forest-Uccle. (Bull. soc. belge de Géologie. Mém. **20**. 45.)

Bei Uccle sind das Yprésien, Bruxellien, Laekenien, Lédien und Wemmelien aufgeschlossen; jedes beginnt mit einer Kieslage und besteht aus Sand ohne Ton. Es wird eine Anzahl von Profilen genauer beschrieben, in denen z. T. kleine Verwerfungen auftreten, welche auch den darüber folgenden Schotter und Lehm abschneiden. **von Koenen.**

Michel Mourlon: Le Bruxellien des environs de Bruxelles. (Ann. soc. géol. de Belgique. **32**. 321.)

An der Basis und im oberen Teile des Bruxellien finden sich Quarzsande, hell oder eisenschüssig, dazwischen und darüber Kalksandsteine. Es werden dann Aufschlüsse näher beschrieben: 1. in einer großen Sandgrube bei Uccle-Calevoet, in der Verwerfungen auftreten; 2. bei Crabbegat zwischen „Die Weg" und der Avenue Defré; 3. zwischen der Avenue Brugmann und der Straße von Alsemberg, aus der eine Reihe von Fossilien angeführt werden, hauptsächlich Fische; 4. westlich der Straße von Alsemberg etc.; 5. bei Ixelles, wo auch Yprésien, Landenien etc. und bei 116,35 m Quarzit das Cambrium erbohrt wurden; 6. bei Watermael-Boitsfort. Auf der geologischen Karte müssen daher vier Abteilungen des Bruxellien unterschieden werden, je zwei kalkhaltige und je zwei reinsandige.

von Koenen.

H. Forir: Sur un puits artésien creusé en 1846 à la station du Nord, place des Nations à Bruxelles. (Bull. soc. géol. de Belgique. **33**. 2. Séances 22. April 1906. 103.)

Nach alten, wieder aufgefundenen Bohrproben wird ein Profil mit genauerer Gesteinsbezeichnung mitgeteilt, das Rutot schon 1889 (Proc. verb. Soc. belge de Géologie. 311—315) veröffentlicht hatte, welches bei ca. 75,98 m das Devon und bei ca. 107 m Wasser traf.

von Koenen.

L. Doncieux: L'Eocène inférieur et moyen des Corbières septentrionales. (Bull. soc. géol. de France. Compt. rend. Séances 25. Juni 1906. 77.)

Das Untereocän besteht in den Corbières aus einem Wechsel von marinen und Süßwasserbildungen, die vorwiegen im Gegensatz zu der

Entwicklung in der Ariège und Haute-Garonne. Das Meer hat nach Osten nicht weit über die Linie Thézan—Fontjoncouse—Albas gereicht, und südlich Thézan finden sich 2 m mergelige Kalke mit Milioliten in über 100 m mächtigen Kalken mit *Physa prisca* und nordöstlich davon bei Terre-Rouge-Les Vals und im Tale des Rabet mehr und mächtigere Bänke mit Milioliten etc. zwischen den Süßwasserkalken, Mergeln und Sandsteinen des Thanetien und Sparnacien. Darüber folgt das Lutétien, die unteren und oberen Turritellenmergel, getrennt durch Alveolinenkalk und Cerithienmergel; die oberen Turritellenmergel enthalten eine enorm reiche Fauna, welche dem mittleren Grobkalk entspricht, soweit sie bekannte Arten enthält. Darüber folgen braune Sandsteine, Konglomerate und Süßwasserkalke mit *Bulimus Catalai* Depéret, der im Minervois im allerobersten Lutétien und dem Bartonien auftritt. Das Montien ist hiernach nicht nachgewiesen. **von Koenen.**

G. Velge: La géologie des Mines de Louvain. (Ann. soc. géol. de Belgique. **33**. 83. Mém.)

Über den ehemals als Rupelton gedeuteten Tonen des Obereocän bei Löwen liegen Gerölle, die als Basis des Rupélien angesehen werden, aber das Tongrien inf. vertreten. **von Koenen.**

J. Böhm: Über einen Furchenstein und Tertiär in Dahome. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1904. Briefl. Mitt. 141—145.)

Eine vom Direktor der D. Togo-Gesellschaft, Hupfeld, vom Lamasumpfe in Dahome auf französischem Gebiete mitgebrachte Probe eines mergeligen Kalksteins zeigt oberflächlich die gleichen Einfurchungen, wie die an Seerändern weit verbreiteten sogen. Furchensteine. Das Stück ist erfüllt von Versteinerungen, nämlich einer Siphonee *Dactylopora cylindrata* Lam., Foraminiferen (darunter aber keine Nummuliten) und Conchylien, wie *Venus Hupfeldi* n. sp. und *Turritella Eschi* Opp. Verf. möchte die Fauna und das Vorkommen für alttertiär ansehen entsprechend dem Eocän von Kamerun, wo gleichfalls Nummuliten fehlen.

M. Blanckenhorn.

Berg: Über die petrographische Entwicklung des niederschlesischen Miocäns. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1906. 3. 56.)

Während die mecklenburgischen Braunkohlen unter dem Mittelmiocän liegen, liegen die oberschlesischen über dem marinen Tegel des Mittelmiocän in Verbindung mit Quarzsanden an der Basis des Flammentons (Flaschentons), welcher oft Quarz- und Feldspat-Grand enthält, am Sudetenrande dafür lockeren Kaolin, bei Haynau etc. ferner Spateisensteinknollen. In einigen Bohrungen zeigte sich, daß der lockere Ton in zersetzte Ur-

schiefer übergeht, der Kaolin bei Saarau etc. in zersetzte Granite. Der Flammenton ist also wohl Abschlämmmasse der tief verwitterten Gesteine in einem Binnensee von den Sudeten her. Damals konnte jedenfalls Feldspat zu Kaolin verwittern. von Koenen.

Quartärformation.

E. Picard: Zur Kenntnis der obersten Saaleterrasse auf Blatt Naumburg a. S. (Sonderabdr. a. d. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1905. **26**. Heft 3. 480—483. 1906.)

Verf. hat in einem an der Landstraße Eulau—Freyburg aufgeschlossenen Kiese der sogen. oberen Saaleterrasse (vergl. dies. Jahrb. 1905. II. -446-) 7 Arten von Landschnecken und 2 Arten von Süßwasserschnecken, also im ganzen 9 Arten von Mollusken nachgewiesen. Davon sind als räumlich und zeitlich minder verbreitete Arten hervorzuheben: *Vitrina elongata* Drap., *Helix tenuilabris* Al. Br. und *Succinea Schumacherii* Andr. Mit dem Nachweise dieser Conchylien glaubt Verf., den ersten sicheren Nachweis dafür erbracht zu haben, daß die Schotter der oberen Saaleterrasse „nicht in einer Eiszeit (Vereisung Thüringens)" abgelagert worden sind [was indessen längst feststand. Ref.] Wüst.

S. Clessin: Die Conchylienfauna eines pleistocänen Tufflagers im Tale der Schwarzen Laaber bei Regensburg. (Nachrichtsblatt d. deutsch. malakozool. Ges. 38. Jahrg. 1906. 101—107.)

Aus dem vom Verf. für eine interglaziale Flußablagerung gehaltenen Kalktuffe im Tale der Schwarzen Laaber bei Regensburg werden 63 Arten von Landschnecken, 21 Arten von Süßwasserschnecken und 9 Arten von Süßwassermuscheln, also im ganzen 93 Arten von Mollusken angeführt. Als räumlich und zeitlich minder verbreitete Arten seien hier hervorgehoben: *Patula ruderata* Stud. sp., *Helix costellata* Al. Br., *H. carpathica* Friv., *H. tonnensis* Sdbg., *H. obvia* Hartm., *Pupa doliolum* Brug. sp., *Clausilia vetusta* Zgl. sp., *C. densestriata* Zgl. und *Vitrella allingensis* Cless. Der Conchylienbestand des Laaber-Travertines von Regensburg erinnert sehr an den der sogen. älteren Travertine Thüringens (bei Weimar und Taubach, bei Tonna usw.) und Frankens (bei Streitberg usw.). Wüst.

Wilhelm Freudenberg: Eine diluviale Rheintalspalte bei Weinheim a. d. Bergstraße. (Ber. über d. Vers. d. oberrh. geol. Ver. **38**. 1906. p. 25.)

Verf. berichtet kurz über Beobachtungen bei Weinheim a. d. Bergstraße, welche eine diluviale Verwerfung von mehr als 60 m Sprunghöhe, die nahezu parallel den tertiären Rheintalspalten streicht, erweisen.

Wüst.

Hans Menzel: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. 3. Das Kalktufflager von Alfeld an der Leine. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1905. **26**. Heft 1. 1—14. Berlin 1905.)

Verf. behandelt Auftreten, Entstehung, Schichtenfolge, Fossilien, Altersstellung und Verwendung des Kalktufflagers von Alfeld an der Leine, das eine im Mittel etwa 10 m über die Talsohle ansteigende Terrasse bildet. An Fossilien hat der Kalktuff einige nicht genauer bestimmte Pflanzen, 72 Arten von Mollusken und 7 Arten von Säugetieren geliefert. Die 72 Molluskenarten setzen sich zusammen aus 49 Arten von Landschnecken, 21 Arten von Süßwasserschnecken und 2 Arten von Süßwassermuscheln. Die meisten dieser Molluskenarten kommen auf dem Kalktufflager oder in der Nähe desselben noch lebend vor. Der heutigen Molluskenfauna der Umgebung von Alfeld fehlen von den Molluskenarten des Alfelder Kalktuffes: *Orcula doliolum* Brug., *Edentulina turritella* West., *Vertigo alpestris* Alder, *V. substriata* Jeffr. und *Valvata Andreaei* Mzl., von denen die beiden Vertigonen auf ein etwas kälteres Klima als das heute in der Gegend herrschende hindeuten. Von den Elementen der rezenten Molluskenfauna der Umgebung von Alfeld fehlen dem Alfelder Kalktuffe u. a.: *Helicogena pomatia* L., *Xerophila ericetorum* Müll., *Coretus corneus* L., *Cyclostoma elegans* Müll. und *Paludina contecta* Müll. Von den 7 nachgewiesenen Säugetierarten sind nur 2 sicher fossil: *Cervus elaphus* L. und *Castor fiber* L., die 5 übrigen Arten sind Haustiere, deren Reste von in historischer Zeit eingegrabenen Tieren herrühren dürften. Vornehmlich aus dem Charakter der Molluskenfauna folgert Verf., „daß die Hauptentwicklung der Kalktuffbildung dem Altalluvium angehört, ja, ihre Anfänge wohl noch bis in den Ausgang der Diluvialzeit zurückreichen".

Wüst.

Siegert und Weissermel: Über die Gliederung des Diluviums zwischen Halle und Weißenfels. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **58**. 1906. 32—49. Taf. VII.)

Die Verf. geben einen kurzen Überblick über die Gliederung des Quartärs der Gegend zwischen Halle und Weißenfels, welche sie später noch in einer ausführlichen Arbeit behandeln wollen. Siegert behandelt im wesentlichen das Gebiet rechts von der Saale, Weissermel im wesentlichen das Gebiet links von der Saale. Die Verf. unterscheiden im Quartär der von ihnen kartierten Gebiete die folgenden Glieder.

1. „Präglaziale Saaleschotter" ohne nordisches Gesteinsmaterial, gebildet vor der ersten nordischen Vereisung des Gebietes. Diese Schotter lassen sich auf zwei Terrassen verteilen, von denen die obere nur im äußersten Süden des Gebietes, zwischen Weißenfels und Kölzen, entwickelt ist, während die untere fast durch das ganze Gebiet von Weißenfels über Lützen bis in die Gegend von Weßmar, Röglitz und Groß-Kugel (zwischen Halle und Leipzig) zu verfolgen ist.

2. „Unteres Glazialdiluvium“, bestehend aus a) dem „Dehlitzer Bänderton“, b) der „unteren Grundmoräne“ und c) dem „unteren Glazialsande“.

3. „Interglaziale Schotter“ der Saale und Unstrut. Vor der Ablagerung dieser Schotter hat die Saale ein 20 m tiefes Tal erodiert. Hierher gestellte Saaleschotter werden von Groß-Jena über Dobichau bis nach Weißenfels, von Naumburg bis nach Weißenfels und von Weißenfels bis nach Reideburg östlich von Halle verfolgt. Der Schotterzug, der sich von Freyburg a. U. über Schleberoda, Leitza und Körbisdorf bis nach Merseburg verfolgen läßt, wird als ein interglazialer Unstrutabsatz betrachtet. Die „interglazialen“ Schotter führen häufig Fossilien. Die wichtigsten Fossilfundpunkte liegen bei Uichteritz und bei Körbisdorf. Von Uichteritz hat Wüst neben Conchylien *Elephas Trogontherii* angegeben; die Elefantenreste gehören indessen nach der Bestimmung Schroeder's zu *E. antiquus*. [An der Bestimmung der von mir untersuchten Reste als *E. Trogontherii* muß ich festhalten. Ref.] Von Körbisdorf führt Weissermel *Corbicula fluminalis*, *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* an. [Es ist ihm dabei entgangen, daß diese Arten schon 1901 von mir für Körbisdorf nachgewiesen worden sind und daß Freih. v. Fritsch und ich auch noch andere Arten von Körbisdorf in der Literatur angegeben haben. Ref.]

4. „Oberes Glazialdiluvium“, bestehend aus a) dem „Kriechauer Bänderton“, b) dem „Basalschotter“, c) der „oberen Grundmoräne“, d) dem „Bruckdorfer Bänderton“, e) dem „oberen Glazialsande mit der Dehlitzer Endmoräne“ und f) dem „Löß“. „Der an und für sich nicht sehr scharf hervortretende Rücken der Dehlitzer Endmoräne wird stellenweise noch verhüllt durch die Anlagerung eines Lößstreifens.“ Die Dehlitzer Endmoräne findet eine Fortsetzung nach Nordosten hin, die von Siegert über Taucha bis in die Gegend von Eilenburg verfolgt worden ist. Löß ist rechts von der Saale nur im äußersten Süden des Gebietes, südlich von der Linie Röcken—Öbles—Spergau vorhanden. An zwei Punkten, bei Rabutz zwischen Halle und Schkeuditz und bei Dörstewitz zwischen Halle und Merseburg sind fossilführende Schichten vorhanden, welche möglicherweise zu einer Verteilung des „oberen Glazialdiluviums“ auf zwei verschiedene Eiszeiten nötigen. Aus dem interglazialen „Rabutzer Beckenton“ hat Freih. v. Fritsch einige Fossilien, darunter *Rhinoceros Merckii*, angegeben. Leider läßt sich noch nicht mit Bestimmtheit sagen, ob die Rinne, in der der Rabutzer Beckenton abgelagert ist, in die untere oder in die obere Grundmoräne eingeschnitten ist. Bei Dörstewitz hat Weissermel zwischen zwei petrographisch verschiedenen Geschiebemergelbänken des „oberen Glazialdiluviums“ eine Sand- und Kiesschicht mit *Succinea Schumacherii* und einigen anderen — noch nicht bestimmten — Fossilien nachgewiesen. Er bemerkt dazu: „Solange diese räumlich sehr beschränkte Einschiebung fossilführenden Sandes zwischen zwei Geschiebemergelbänken ohne Analogon bleibt, zwingt sie bei der Armut der Fauna meines Erachtens nicht zur Annahme eines weiteren Interglazials, sondern kann

durch Oszillation erklärt werden. Sollte an einer anderen Stelle (Rabuz?) der Beweis erbracht werden, daß das jüngere Glazialdiluvium unseres Gebietes (über den interglazialen Flußschottern) doch Ablagerungen zweier Eiszeiten enthalte, so müßte die Deutung des Dörstewitzer Vorkommens einer nochmaligen Prüfung unterzogen werden."

5. „Postglaziale fluviatile Ablagerungen" der Saale und Elster.

6. „Alluviale fluviatile Ablagerungen". die in „Altalluvium" und „Alluvium" gegliedert werden.

Der Arbeit ist eine Übersichtskarte im Maßstabe 1:175 000 (Taf. VII) beigegeben. **Wüst.**

S. Clessin: Eine interglaziale Conchylienfauna aus der Umgebung Münchens. (Geognost. Jahresh. **18.** 1905. München 1906. 39—42.)

Die große Kiesgrube bei Ismaning schließt unter einer braunen Lehmbank mit *Pisidium glaciale* Cless. und „anderen Lößconchylien" einen „nacheiszeitlichen" Isarkies auf, in dem sich zwei offenbar nicht weit transportierte conchylienreiche Kalktuffschollen vorfanden. Diese Kalktuffschollen lieferten 30 Arten von Landschnecken, 1 Art von Süßwasserschnecken und 2 Arten von Süßwassermuscheln, also im ganzen 33 Arten von Mollusken. Als räumlich und zeitlich minder verbreitete Arten seien hier hervorgehoben: *Vitrina elongata* Drap., *Helix bidens* Chemn., *H. villosa* Drap., *H. edentula* Drap., *H. unidentata* Drap., *Pupa secale* Drap., *P. dolium* Drap., *P. columella* Benz, *P. Genesii* Gredl., *Clausilia corynodes* Held und *Azeca tridens* Mke. Das Vorkommen von *Azeca tridens, Helix bidens* und *Acme polita* ist für den Verf. „hinreichend, um die Ismaninger Tuffschollen als interglazial und deren Fauna als zu gleicher Zeit mit den Faunen der übrigen mittel- und süddeutschen Tuffe existierend zu betrachten" [! Ref.]. **Wüst.**

Hugo Glück: Eine fossile Fichte aus dem Neckartal. (Mitt. d. Großh. bad. geol. Landesanst. **4.** (4.) 1902. 399—428. Taf. VI.)

Verf. beschreibt ausführlich Zapfen und Holz von *Picea excelsa* (Lam.) Link var. *alpestris* Brügger, einer heute mit Sicherheit nur aus den Schweizer Alpen bekannten Fichtenvarietät, aus dem diluvialen oder wahrscheinlicher oberpliocänen Töpfertone von Eberbach im Neckartale. Beigegeben ist eine Übersicht über die bisher bekannten fossilen Fichtenreste. **Wüst.**

H. Klose: Die alten Stromtäler Vorpommerns, ihre Entstehung, ursprüngliche Gestalt und hydrographische Entwicklung im Zusammenhange mit der *Litorina*-Senkung. (9. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald 1905. Greifswald 1904. 88 p. 3 Taf. 1 K.)

Die Stromtäler Vorpommerns sind nach zwei Richtungen orientiert, einer südöstlichen—nordwestlichen und einer südwestlichen—nordöstlichen. Nach ihren Beziehungen zur Inlandeisbedeckung werden sie in Haupt-, Rand- und Quertäler unterschieden. Die Haupttäler sind: das mecklenburg-pommersche Grenztal (mit Landgraben, Tollense, Peene, Trebel, Recknitz), das Peene-Ibutztal, Ziesetal-Strelasund.

Eine Übersicht über die Moore Vorpommerns sowie über den geologischen Bau des Flözgebirges, der Beziehungen zwischen Tektonik und Talverlauf folgt, alsdann werden die Bohrergebnisse mitgeteilt (s. Profiltafeln). Als Zusammenfassung ergeben sich folgende Sätze: Die Täler verdanken ihre Entstehung und Ausgestaltung der Wirkung fließenden Wassers. Die Querprofile zeigen daher analogen Verlauf wie bei rezenten Flüssen. Der Lauf der heutigen Flüsse ist meist von der Gestalt des ursprünglichen Talbodens unabhängig. Die alte Talsohle besitzt in der Regel nur geringes, z. T. kein Gefälle. Die alte Talsohle liegt fast durchgehend tiefer als der Spiegel der heutigen Ostsee.

Des weiteren werden die Nachweise der *Litorina*-Senkung in Vorpommern erörtert; für das Peenetal folgt eine Senkung von ca. 20 m, die Senkung war eine ungleichmäßige.

Die hydrographische Entwicklung der Stromläufe wird textlich und auf der Karte erläutert. **E. Geinitz.**

K. Keilhack: Die große baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal. Eine Antwort an Herrn G. Maas. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1904. Briefl. Mitt. 132—141.)

Verf. hält an seiner Ansicht fest, 1. betr. der Einheitlichkeit der sogen. großen baltischen Endmoräne (sie wird in ihrer ganzen Ausdehnung von einem zusammenhängenden Streifen Grundmoränenlandschaft begleitet, liegt überall auf den höchsten Erhebungen des baltischen Höhenrückens, mit der Wasserscheide zusammenfallend und ist einheitlich entwickelt), 2. betr. der Einheitlichkeit des Thorn-Eberswalder Haupttales.

E. Geinitz.

J. Martin: Das Studium der erratischen Gesteine im Dienste der Glazialforschung. (Ber. Oldenburger Ver. f. Altertumsk. u. Landesgeschichte. **14.** 1906. 26—50. 3 Taf.)

Verf. gibt in vorliegender Schrift die Hauptergebnisse seiner zahlreichen bisherigen glazialgeologischen Untersuchungen.

„Die Geschiebe, im Verein mit den Schrammen, Endmoränen und Åsar lehren, daß die seitherige Anschauung, wonach die gesamte Eismasse ihre Stromrichtung zeitweise gewechselt haben soll, nicht haltbar ist. Aus lokalen Ursachen haben zwar hier und da in beschränktem Maße Änderungen in der Flußrichtung des Eises Platz gegriffen, die

Bewegungsrichtungen der Hauptmasse des Eises dagegen sind während aller Entwicklungsphasen einer jeden Invasion dieselben geblieben."

Außer der verschiedenen Richtung der Gletscherschrammen auf anstehendem Fels war es der Befund, daß die Geschiebe des norddeutschen Flachlandes sowohl aus Schweden als aus Esthland stammen, sowie das Vorkommen zweier Grundmoränen, daß man glaubte, die Bewegungsrichtung des Inlandeises habe gewechselt, daß man einen älteren und jüngeren „baltischen Eisstrom" von O.—W.-Richtung unterschied und einen Hauptstrom zwischen beiden, der sich fächerförmig in NW. bis NNW.—SSO.-Richtung ausbreitete. Baltisches Geschiebematerial in Holland ließ für dort einen der baltischen Eisströme annehmen; indessen hatte Martin in Oldenburg kein finnisches Gestein und äußerst wenig südnorwegisches nachweisen können, dagegen sehr viel aus Dalarne, dem südwestlichen Teil des Bottnischen Busens, inkl. Ålandsinseln, des weiteren aus der östlichen Hälfte des weiter südlich gelegenen Schweden und angrenzenden Ostseegebietes, endlich zahlreiche schonensche Basalte; dagegen keine von Bornholm und dem westlichen Schweden. Die Eismassen, welche nach Oldenburg gelangten, hatten sonach ihren Ausgang von Dalarne und Jemtland; flossen in südöstlicher Richtung nach dem Bottnischen Busen ab, überschritten die Ålandsinseln, um südlich davon den von Dalarne kommenden Eisstrom aufzunehmen und dann der Ostsee zu folgen; in der Höhe von Nordöland betrat das Eis das Festland und floß über Schonen nach Oldenburg und Holland in südwestlicher Richtung. Die esthländischen Geschiebe erhielt dieser „baltische" Strom aus weiter in die Ostsee hinausreichenden Lagerstätten dieser Gesteine. Die vereinzelten norwegischen Geschiebe entstammen vielleicht als Verschleppung einer vom Christianiafjord bis Seeland erstreckten älteren Eiszunge (die schwedisch-baltische Moräne ist mehrorts von einer norwegischen unterlagert).

In Oldenburg kennt man nicht zwei oder drei übereinander lagernde Grundmoränen, das gesamte Geschiebematerial ist vielmehr einer einzigen Moräne einverleibt; es war also nur eine einzige Vereisung und zwar die sogen. Hauptvereisung und diese war hier ein baltischer NO.—SW.-Strom. Das gleiche gilt von Holland.

Auch im übrigen Norddeutschland hatte das jüngste Eis dieselbe Bewegung wie das Haupteis (die Verschiedenheit der Schrammenrichtung wird auf lokale Störungen zurückgeführt); der Mangel an schonenschen Basalten in Dänemark, während sie bei Lübeck reichlich sind, spricht für eine Bewegungsänderung dort in der Zeit des Rückzuges: nach der Richtung der Schrammen und Åsar war hier im westlichen Teile der Ostsee und im südlichen Schweden eine SO.—NW.-Bewegung, von wenig mächtigem Eis, d. h. eine lokale Stromänderung. Im Innern Schwedens sind die Bewegungen des rückweichenden Eises in denselben Richtungen, wie in den Zeiten als Norddeutschland noch eisbedeckt war; erst im Bereich der Eisscheide finden sich Änderungen der Stromrichtung, die jedoch nur lokalen Charakter tragen.

Theoretisch würde das dortige Diluvium folgende Gliederung von unten nach oben zeigen:

1. Frühfluviatil. Große Wassermengen und Eisgang der Flüsse infolge der die Ausbreitung des Inlandeises bedingenden starken Niederschläge verursachen Transport südlicher Steine nach Norden.

2. Frühhvitåglazial. Schmelzwasserströme des nahenden Eises vermengen nordisches Material, welches schließlich vorherrscht.

3. Subglazial, Grundmoräne oder Geschiebeglazial } Moränenglazial.
4. Inglazial, Innenmoräne oder Geröllglazial }

Das Inlandeis bedeckt die vorigen Ablagerungen mit Grundmoräne, welche aus der Innenmoräne durch subglaziale Abschmelzung in den peripheren Teilen des Eises entstanden ist, und nicht wie sonst angenommen, als solche vom Eise verfrachtet wurde[1].

Beim Rückzug des Eises gelangte der Rest der in ihm enthaltenen Schuttmassen unter dem Einfluß der Schmelzwasser als abgelagerte Innenmoräne zum Absatz.

5. Späthvitåglazial und 6. Spätfluviatil. Nach weiterem Rückzug kamen zuerst die Schmelzbäche und sodann die einheimischen Flüsse zur Geltung.

Oszillationen des Eisrandes ließen eine scharfe Trennung dieser sechs Abteilungen nicht zustande kommen (gemengtes Diluvium). Interstadiale Bildungen können durch das Vorkommen von Kantengeröllen nachgewiesen werden[2].

Auch die Reliefgestaltung des Landes „ist der Ausdruck eines von NO. nach SW. sich fortbewegenden Inlandeises".

Endmoränen und Åsar können aus Geschiebe- oder Geröllmaterial bestehen, also aus Grund- oder Innenmoräne (auch gemischt), erstere stehen senkrecht zur Eisbewegung, die Åsar verlaufen ihr parallel. Die Dammer Berge sind ein Geröllås mit umgelagertem Material der alten Fluviatils; im nordwestlichen Oldenburg beteiligen sich an der Bodengestaltung nur Grundmoräne und Frühhvitåglazial, der auffällige Parallelismus der Flußläufe (ebenso in Ostfriesland) entspricht Bodenunebenheiten, die durch die Schmelzwasser des Inlandeises hervorgerufen wurden. „Ein- und Durchragungen" mögen teilweise auch interstadiales Spätfluviatil darstellen.

Die „Pseudo-Endmoränen und -Åsar" zwischen Rhein und Vecht gehören dem Endabschnitt der Eiszeit an; trotz ihres fluviatilen Ursprungs zeigen sie eine durch die SW. gerichtete Eisbewegung bedingte Gesetzmäßigkeit. Der Höhenzug zwischen Grebbe am Rhein und Zuider-See

---

[1] Die Grundmoräne ist nach Drygalski eine Packung von Steinen, Grand, Sand und Schlick, in welcher die Schichtung fast vollkommen dadurch verloren gegangen ist, daß das Eismaterial immer mehr zusammenschwand und nur den Inhalt zurückließ.

[2] Statt des noch häufig gebrauchten Ausdruckes „Kantengeschiebe" möchte Ref. den seinerzeit von ihm vorgeschlagenen Ausdruck „Kantengerölle" empfehlen, der den Unterschied von den glazialen „Facettengeschieben" und die ursprüngliche Natur der meist eigentlichen Gerölle besser zum Ausdruck bringt (Arch. Nat. Meckl. 1886 und dies Jahrb. 1887. II).

besteht aus südlichem Material, seinen endmoränenartigen Charakter verdankt diese Pseudoendmoräne der Aufschüttung eines Uferwalles vom Rhein am Eisrande. Die zahlreichen Pseudoåsar der Veluwe sind analog entstanden. Ems, Vecht und Rhein scheinen die Grenzen dieser Höhenzüge zu bilden. In ihrem Verbreitungsgebiet findet sich allerdings auch nordisches Material; jenseits des Rheins ist aber Glazial selbständig nicht entwickelt.

In horizontaler Gliederung kann man sonach unterscheiden: glaziales, glazial-fluviatiles und fluviatiles Diluvium.

Aus den Stillstandslagen sowie aus der Richtung der Åsar kann man sich die Form des Eisrandes rekonstruieren (Taf. 3).

In einem Schlußwort geht Verf. noch auf die Arbeiten von Jonker und Holmström ein: Die Geschiebe von ostbaltischem Charakter können auch durch Verschleppung hergeführt sein oder von weiter westlich anstehendem Fels stammen. Die schwedischen Schrammen stammen wahrscheinlich aus jüngerer Zeit, da die älteren Schrammen der Glazialerosion zum Opfer gefallen sind, das gesamte Diluvium südlich der Ostsee wird für älter als das schwedische angesehen. Der Nachweis einer Verschiebung der Nährzentren und der daraus resultierenden Stromänderungen läßt Holmström folgern, daß eine allgemeine Vergletscherung, die sich gleichzeitig über das ganze Gebiet erstreckte, nicht existiert habe; das ist nur mit bedeutenden Niveauänderungen möglich und diese Annahme erscheint wiederum unhaltbar. **E. Geinitz.**

Jene Synangien für Mikrosporangien einer zu den Pteridospermen gehörigen Pflanze zu betrachten, kann ich mich vorläufig nicht entschließen; denn obwohl *Pecopteris Pluckeneti* die häufigste Pflanze im erzgebirgischen Carbon ist, habe ich nie daran ansitzende oder damit vergesellschaftete Samen, die auf jene Pflanzen bezogen werden könnten, gefunden. Der Typus *Carpolithes granulatus* Grand'Eury kommt überhaupt im erzgebirgischen Becken nicht vor. Außerdem hat es den Anschein, als ob die Pflanze, an der Grand'Eury Samen der letzteren Art beobachtete, nicht die typische *Pecopteris Pluckeneti* wäre. Letztere besitzt keinen so starren Habitus, keine so dicken Spindeln letzter Ordnung, keine so kräftige, regelmäßige (parallele) Längsstreifung der Spindeln wie die auf den Photographien dargestellte Grand'Eury'sche Pflanze. Nur an viel dickeren Hauptachsen kommen bei *Pecopteris Pluckeneti* in seltenen Fällen ähnlich starke Seitenspindeln letzter Ordnung vor. Ein genauerer Vergleich der Fiederchen letzter Ordnung ist auf Grund der Photographien nicht möglich.

Hiernach muß ich also *Pecopteris Pluckeneti* vorläufig nach wie vor als echten Farn betrachten. Abbildungen und eine eingehendere Beschreibung hiervon gedenke ich an anderer Stelle zu geben [1].

Zu XXV. bemerke ich, daß im erzgebirgischen Carbon zwar *Codonospermum* auftritt, aber *Doleropteris* fehlt, dagegen im Unterrotliegenden von Oppenau im badischen Schwarzwalde zwar *Doleropteris* vorkommt, aber *Codonospermum* trotz des Reichtums der Ablagerung von Samen nicht gefunden wurde; zu X., daß mir eine Neuropteridee mit männlichen Infloreszenzen oder *Rhabdocarpus*-Samen niemals vorgekommen ist; zu IV., XXII. und XXVI., daß der *Hoeninghausi*-Typus z. B. im Carbon bei Offenburg im badischen Schwarzwalde nicht selten ist, daß ich aber damit zusammen weder *Lagenostoma*-ähnliche Samen, noch *Crossotheca*-„Mikrosporangien" gefunden habe; endlich zu XV., daß ein Exemplar von *Sphenopteris subelegans* Sterzel n. sp. aus dem Carbon von Diersburg bei Offenburg zwar hier und da an der Spitze der Fiederlappen eine Verdickung, die in einer Umbiegung der Lamina begründet sein kann, aber nicht *Wardia*-Samen zeigt.

Sterzel.

[1] Herr Grand'Eury hatte die Güte, mir nach Abgabe dieses Referats einige Exemplare seiner samentragenden *Pecopteris Pluckeneti* zu senden, die ich hier nicht eingehender besprechen kann. Zugleich stellte er die Publikation einer weiteren Arbeit über diesen Gegenstand in Aussicht, die ja zur Klärung der Frage beitragen wird. Mittlerweile sind von ihm und anderen Autoren weitere Arbeiten über Pteridospermen erschienen, über die ich später referiere.

Berichtigungen.

1906. II. S. -410- Z. 12 v. u. lies: „Knollenschiefer" statt „Knotenschiefer".
1906. II. S. -410- Z. 5 v. u. lies: „Kalkknollenschiefer" statt „Kalkknotenschiefer".

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1906

Band/Volume: 1906_2

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1349-1438