

Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

- Clarke, F. W.: The Data of Geochemistry. Second edition. (U. S. Geol. Surv. Bull. 491. 782 p. Washington 1911.)
- Report of the Conservation Commission of Maryland for 1908—1909. 13 pls. 13 Fig. Baltimore 1909.
- Maryland Geological Survey. 8. 26 pls. 27 Fig. Baltimore 1909.
- Nickels, J. M.: Bibliography of North American Geology for 1910 with subject Index. (U. S. Geol. Surv. Bull. 495. 179 p. Washington 1911.)
- Åt Minnet af GUSTAF LINDSTRÖM, ADOLF ERIK NORDENSKIÖLD, ALFRED ELIS TÖRNEBOHM, HAMPUS VON POST. (Geol. För. i Stockholm Förh. 1912. 177 p. 5 Taf.)

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

- Löwy, H.: Systematische Erforschung des Erdinnern mittels elektrischer Wellen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 279—286. 5 Fig.)
- Kohlschütter, E.: Über den Bau der Erdkruste in Deutsch-Ostafrika. (Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1911. 1—40.)
- Fleischer, A.: Zur Frage der Ausdehnung des Magmas beim langsamen Erkalten. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1911. 427—428.)
- Winchell, A. N.: BRUN's new Data on Volcanism. (Econ. Geol. 1912. 7. 1—14.)
- Reck, H.: Fissurless Volcanoes. (Geol. Mag. 1911. 8. 59—62.)
- Wichmann, A.: Über die Ausbrüche des Soputan in der Minahassa. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1911. 228—232.)
- Haarmann, E.: Über eine Lavahöhle in Mexiko. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1911. 161—163. 1 Fig.)
- Balsillie, D.: Limestone fragments in the „rock and spindle“ volcanic vent, St. Andrews, Fife. (Geol. Mag. 1911. 8. 201—202.)

Äußere Dynamik.

- Staff, H. v.: Über Struktur-Isohypsen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 104—108. 3 Fig.)
- Tietze, O.: Die Grundwasserverhältnisse bei Deutsch-Lissa (Schlesien). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 158—162. 2 Fig.)
- Whitaker, W., H. R. Mill and H. F. Parsons: The Water Supply of Sussex from Underground Sources. (Geol. Surv. Engl. and Wales. 1911. 255 p. 1 Taf. 2 Fig.)
- Rabot, C. et E. Muret: Les variations périodiques des glaciers. XVII^{me} Rapport 1910. (Annales de Glaciologie. 1911. 6. 81—103.)
- Andrée, K.: Die geologische Bedeutung des Wachstumsdruckes kristallisierender Substanzen. (Geol. Rundschau. Bespr. 1912. 3. 7—14.)

Petrographie.

Allgemeines.

- Mennell, F. P.: Some basic dykes and problems of rock genesis. (Geol. Mag. 1911. 8. 10—15. 2 Taf.)
- Merrill, P. G.: On the supposed origin of the Moldavites and like sporadic Glasses from various sources. (Proc. U. S. Geol. Surv. 40. 429—433. 2 pls. Washington 1911.)
- Butler, F. H.: The brecciation of mineral-veins. (Min. Mag. 1911. 16. 124—136. 3 Taf.)
- Crook, T.: Further remarks on the electrostatic separation of minerals. (Min. Mag. 1911. 16. 109—111.)
- Schneiderhöhn, H.: Die Beobachtung der Interferenzfarben schiefer Strahlenbündel als diagnostisches Hilfsmittel bei mikroskopischen Mineraluntersuchungen. (Zeitschr. f. Krist. 1912. 50. 231—241.)

Gesteinsbildende Mineralien.

- Merwin, H. E.: Quartz and fluorite as standards of density and refractive index. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 31. 429. 1911.)
- A method for determining the density of certain solids by means of ROHRBACH's solution having a standard refractive index. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 31. 425. 1911.)
- Wright, F. E.: A micrometer ocular with coordinate scale. (Journ. Wash. Acad. Sc. 1. 60. 1911.)
- Johnston, J.: A correlation of the elastic behavior of metals with certain of their physical constants. (Journ. Wash. Acad. Sc. 1. 250. 1911.)
- Cole, G. A. F. and O. H. Little: The mineral condition of calcium carbonate in fossil shells. (Geol. Mag. 1911. 8. 49—54.)
- Workman, K.: Calcite as a primary Constituent of igneous rocks. (Geol. Mag. 1911. 8. 193—200. 2 Taf.)

- Holmquist, P. J.: Über den relativen Abnutzungswiderstand der Mineralien der Härteskala. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 1911. **33**. 281—311.)
- Bachmann, W.: Untersuchungen über die ultramikroskopische Struktur von Gallerten mit Hilfe des Spalt- und Kardiodultramikroskops. Diss. Göttingen 1911. (Zeitschr. f. anorg. Chem. 1911. **73**. 54 p. 1 Taf.)
- Coblentz, W. W.: Radiometric Investigation of Water of Crystallization, Light Filters, and Standard Absorption Bands. (Bull. Bur. of Standards. 1911. **7**. 619—663. 17 Fig.)

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

- Schwarz, E. H. L.: What is a metamorphic rock? (Geol. Mag. 1911. **8**. 356—360.)
- Lepsius, R.: Über die wesentlichen Unterschiede zwischen diskordanten und konkordanten Granitstöcken und zwischen Kontakt- und Regional-metamorphose der Granite. (Geol. Rundschau. 1912. **3**. 1—6.)
- Brauns, B.: Andalusitführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet und ihre Umwandlung durch Dynamometamorphose und Pyrometamorphose. (Verh. d. Naturf. u. Ärzte. 1911. **2**. 370—377.)
- Hopmann, M.: Staurolith- und Disthenglimmerschiefer aus dem Laacher Seegebiet. (Verh. naturhist. Ver. Bonn. 1911. **67**. 193—236.)
- Uhlig, J.: Beitrag zur Kenntnis der Granaten in vulkanischen Gesteinen und Auswürflingen des Niederrheins. (Verh. naturhist. Ver. Bonn. 1911. **67**. 307—404.)
- Über Cancrinit oder ein cancrinitähnliches Mineral vom Laacher See. (Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. 1911. 16—17.)

Verwitterung. Bodenkunde.

- Fermor, L. L.: What is laterite? (Geol. Mag. 1911. **8**. 454—461, 507—515, 559—565.)
- Harrison, J. B.: Formation of laterite from a quartz-free diabase. (Geol. Mag. 1911. **8**. 120—122, 353—355.)
- Butler, F. H.: The natural history of Kaolinite. (Min. Mag. 1911. **16**. 63—70.)
- Stremme, H. und B. Aarnio: Die Bestimmung des Gehaltes an organischer Kolloide in zersetzten Gesteinen und deren tonigen Um-lagerungsprodukten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. **19**. 329—349.)
- Crook, T.: On dedolomitization. (Geol. Mag. 1911. **8**. 339—344, 2 Fig.)
- Beyer, O.: Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen des sächsischen Kreidegebiets. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. **63**. 429—467. 1 Taf. 4 Fig.)

Experimentelle Petrographie.

- Day, A. L.: Recent advances in high-temperature gas thermometry. (Trans. Faraday Soc. 7. 10 p. 1911.)
- White, W. P.: The detection of small heat effects at high temperatures. (Phys. Rev. 32. 604. 1911.)
- Jaeger, F. M.: Melting temperatures of sodium and lithium metasilicates. (Journ. Wash. Acad. Sc. 1. 49. 1911.)
- Sosman, R. B.: Mineral and rocks of the composition $MgSiO_3$ — $CaSiO_3$ — $FeSiO_3$. (Journ. Wash. Acad. Sc. 1. 54. 1911.)
- Allen, E. T., J. L. Crenshaw and J. Johnston: The mineral sulphides of iron. With Crystallographic study by E. S. LARSEN.
- Allen, E. T.: Studies in ore deposition, with special reference to the sulphides of iron. (Journ. Wash. Acad. Sc. 1. 170. 1911.)
- Day, A. L.: Geophysical laboratory of the Carnegie Institution of Washington. (Ann. Rep. 1911. Year Book. 10. 88—106.)
- Piolti, G.: Sintesi della smithsonite e dell' anglesite. (Att. R. Acc. d. sc. di Torino d. fis. mat. e nat. 1911. 46. 553—558.)
- Endell, K.: Über die Konstitution der Dinassteine. (Stahl und Eisen. 1912. 6 p. 1 Taf.)
- Zinke, G.: Experimentelle Untersuchungen an einigen Metasilikaten. (Dies. Jahrb. 1911. II. 117—142.)

Europa.

c) Deutsches Reich.

- Dreher, O.: Geologische Beschreibung des Dammerfeldes in der Rhön und seiner südwestlichen Umgebung. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1910. 30. II. 2.)
- Dreibrodt, O.: Beitrag zur Kenntnis des diopsidführenden Brockengranits und zur Baueritisierung. Diss. Leipzig 1912. 48 p. 1 Taf.
- Schürmann, E.: Titaneisen in einem Quarzeinschluß im Basalt des Finkenbergs bei Bonn und seine Umwandlung in Titanit. (Dies. Jahrb. 1911. II. 107—116. 1 Taf.)

e) Die Britischen Inseln.

- Thomas, H. H.: The Skomer Volcanic Series (Pembrokeshire). (Quart. Journ. Geol. Soc. London 1911. 67. 175—214. 1 Taf. 13 Fig.)
- Boulton, W. S.: On a Monchiquite Intrusion in the Old Red Sandstone of Monmouthshire. (Quart. Journ. Geol. Soc. London 1911. 67. 460—471. 1 Taf. 3 Fig.)
- Bonney, T. G. and E. Hill: Petrological Notes on Guernsey, Herm, Sark and Alderney. (Quart. Journ. London 1912. 68. 31—57. 1 Taf.)

- Dewey, H. and J. S. Flett: British pillow-lavas and the rocks associated with them. (Geol. Mag. 1911. 8. 202—209, 241—247.)
- Heslop, M. K. and R. C. Burton: The Tachylite of the Cleveland Dyke. (Geol. Mag. 1912. 9. 60—68.)
- Simmons, W. C.: The granite mass of Foxdale Isle of Man. (Geol. Mag. 1911. 8. 345—352.)
- Tyrrell, G. W.: Late Palaeozoik Alkaline Igneous Rocks in West of Scotland. (Geol. Mag. 1912. 9. 69—79, 120—130.)

i) Schweiz. Alpen.

- Woyno, T. J.: Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnes (Wallis). (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIII. 1912. 136—207. 2 Fig.)
- Klemm, G.: Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1911. 464—469.)
- Tarnuzzer, Chr.: Quarzporphyr im obertriadischen Dolomit vom Piz Starlex. (Ecl. geol. Helv. 1912. 11. 803—807.)
- Lincio, G.: D'una dolomite ferriera del traforo del Sempione. (Att. R. Acc. d. sc. di Torino, cl. fis. mat. e nat. 1911. 46. 681—699. 1 Taf.)

k) Österreich-Ungarn.

P. Rozlozsnik und K. Emszt: Beiträge zur genaueren petrographischen und chemischen Kenntnis der Banatite des Komitates Krassó-Szöreny. (Mitt. Jahrb. ungar. geol. Reichsanst. 16. 145—306. 1908.)

Die Gesteine teilen sich in 2 Gruppen:

I. Quarzdiorite, quarzführende Diorite, Quarzdioritporphyrite und Dacitandesite und Ganggefölgenschaft des Quarzdiorits.

II. Gabbrodiorite, Diorite, Syenitdiorite des Gangsystems von Oravicabánya und Csiklovabánya.

I. 1. Quarzdiorit und Quarzdioritporphyr. Aus Gesteinen dieses teils hypidiomorph-körnigen, teils „granitoporphyrischen“ Typus setzen sich die Hauptmassen des Eruptivgebietes zusammen, wie bei Németsbógsán, Vaskő-Dognácska, Majdán, Szászabánya, Újmolodova, Bánya. Die wesentlichsten Gemengteile sind nach ihrer Ausscheidung geordnet: Zirkon und Apatit, Magnetit und Titanomagnetit, Titanit (dieser tritt auch angeblich sekundär in kleinen Kriställchen in dem ausgebleichten Amphibol auf), brauner Biotit, braungrüne bis grüne Hornblende, Plagioklas (Durchschnittsplagioklas: Ab_3An_2 , zonar gebaut mit korrodierten Kernen, Schnitte nach (010) zeigen starke Auslöschungsdispersion; die

äußeren Zonen gehen bis $\text{Ab}_{82} \text{An}_{18}$) Quarz, Orthoklas (in variabler Menge.) Letzterer, häufig perthitisch, bildet oft, Quarz bisweilen eine Mesostatis für Plagioklas und dunkle Gemengteile, er zeigt mitunter auch Myrmekitisäume. Biotit und Amphibol sind nicht selten // verwachsen. Autor führt auch „perthitische Verwachsung“ der beiden Minerale sowie eine Verwachsung // der Zwillingssebene an. Die äußeren Zonen des Amphibols umschließen außer den akzessorischen Mineralien und dem Biotit auch Plagioklas, ihre Bildung dauerte also noch während der Ausscheidung des letzteren an.

Pyrit „vikariiert“ mit Magnetit, doch meist in etwas zersetzten Gesteinen, als weitere sekundäre Minerale treten Calcit, Chlorit und Pistazit durch Umwandlung der dunklen Minerale auf. Ob der auftretende Hämatit primär ist, ist nicht sicher. Die porphyrischen Varietäten zeigen den Plagioklas, der öfters knäuelartige Gruppen unter 30° oder 85° miteinander verwachsener Individuen bildet, vorzugsweise als Einsprengling, Orthoklas nur in der Grundmasse; mitunter wiegen die Einsprenglinge an Masse über die Grundmasse vor. Quarz und Plagioklas führen namentlich in den porphyrischen Varietäten mit sehr feinkörniger Grundmasse Glaseinschlüsse. In letzteren Varietäten zeigt die Grundmasse „mikropoikilitische“ Struktur. Der „Grad der Kristallinität steht im allgemeinen mit der Masse (der Gesamtheit der in einer Gegend auftretenden Eruptivgesteine) in geradem Verhältnis“.

Eine etwas quarzärmere, an Orthoklas und dunklen Gemengteilen reichere Varietät zeigt auch Augit, z. T. uralitisiert, der Plagioklas derselben geht in den Kernen bis Bytownit herab. Verf. schlägt an einer späteren Stelle vor, den Namen Banatite, obschon er älter ist, wegen seines bisher schwankenden Gebrauches zu streichen und dafür Granodiorit zu gebrauchen.

2. Quarzführender Diorit. Gesteine mit weniger Orthoklas und Quarz bezeichnet, so lange letzterer nicht fehlt, Verf. als quarzführenden Diorit. Zu demselben rechnet er das Gestein von Ósopót, von Kohldorf (Zubautal), sowie ein Gestein von Dognácska (Vericzal). In dem zweitgenannten tritt neben Biotit und Amphibol auch Augit auf, in der Nähe von Pyrit ist er uralitisiert. Amphibol ist stellenweise in ein Aggregat von Biotit, Augit und Magnetit umgewandelt. Im letztgenannten Gestein wurde auch Hypersthen beobachtet. Der Plagioklas dieser Gesteine ist langleistenförmig.

3. Quarzführende Dioritporphyrite. Von den Quarzdioritporphyriten durch Zurücktreten des Quarzes und Orthoklases und den basischeren Plagioklas (Labrador) unterschieden. (Umgebung von Ósopót.)

4. Biotitpseudomorphosen führende Quarzdioritporphyrite. Diese Gesteine führen in der Grundmasse reichlich Biotit, letzterer tritt auch in schuppenartigen Aggregaten als Pseudomorphose nach Amphibol auf. Orthoklas tritt zurück, Quarz ist in der Grundmasse reichlich vorhanden. Solche Gesteine, die Ganggesteine des Quarzdiorites zu sein scheinen, treten bei Újmoldova (Apile Albe), Gerbovecz

und in Grube Theresia bei Vaskö (= Morawicza) auf. Letztere sind ärmer an Quarz, führen aber mitunter Orthoklas in der Grundmasse.

5. Dacit-andesitische Gesteine. Meist stark propylitisierte Gesteine mit grünlichgrauer, dichter Grundmasse, welche aus einem nicht bestimmbareren Untergrunde besteht, in dem kleine Plagioklasleisten, seltener auch Mikrolithe von Biotit und Amphibol liegen. Die Einsprenglinge sind Labrador, Amphibol, Biotit und (seltener) Quarz, die dunklen Gemengteile sind meist in Chlorit, Calcit, Limonit und Pistazit, mitunter auch Talk, umgewandelt; der in zwei Generationen auftretende Magnetit wird teils durch Leukoxen, teils durch Pyrit ersetzt, welcher letzterer aber mit dem Grade der Zersetzung in keinem Verhältnis stehen soll. Er sammelt sich hauptsächlich um die dunklen Gemengteile an. Diese Gesteine wiegen in der Umgebung des Almásbeckens vor, reinweiße Dacite vom Eruptivstock des Kukuluj Mielia (bei Majdán) enthalten Plagioklaseinsprenglinge und hellgrünen Augit, die Grundmasse besteht aus einem allotriomorphen Quarzfeldspataggregat, in dem kleine Plagioklasleisten, wenig Augit und Biotit liegen. Verf. hält die weiße Farbe für eine thermale Wirkung. Sie tritt auch streifenförmig neben Erzadern auf, welche den grünlichgrauen Dacit-Andesit des Rakovitales durchsetzen, doch sind diese bei weitem mehr umgewandelt und ziemlich reich an Calcit; von dunklen Gemengteilen ist oft nichts mehr zu erkennen. Der Andesin-Oligoklas, welcher die meisten Einsprenglinge des grüngrauen Gesteins bildet, ist unter Bildung von Calcit zersetzt. Wahrscheinlich aus Biotit sind Chloritaggregate mit Rutilnadeln und Leukoxenkörnchen entstanden.

6. Das Ganggefolge des Quarzdiorites.

a) Aplitische Gesteine (inkl. Pegmatite). Hierzu rechnet Verf. feinkörnige oder porphyrische, mitunter granophyrische, fleischrote oder weiße Gesteine, vorzugsweise aus Orthoklas und Quarz bestehend, von Vaskö, Mariahilf, Dognácska, Németsbogsán; Oligoklas und Albit treten in diesen mehr zurück, nur ein Gestein von Németsbogsán mit porphyrischer Struktur enthält vorwiegenden Plagioklas. Dunkle Gemengteile in kleiner Menge, meist ist es Biotit. Ein Gestein von der Landstraße Vaskö—Dognácska, unmittelbar neben dem Quarzdiorit in den kristallinen Schiefern, ist sehr quarzreich, ein Stück besteht hauptsächlich aus Quarzdihexaedern in einer Mesostasis von Orthoklas.

b) Lamprophyrische Gesteine.

1. Ein zwischen Vogesit und Spessartit stehendes Gestein, aus Plagioklas, Orthoklas, viel Hornblende, akzessorisch Quarz bestehend, von Németsbogsán.

2. Augitminette von Reichenstein, Tiefbau, Vaskö; dunkle Gemengteile (Augit und Biotit) mehr als die Hälfte, sie treten porphyrisch hervor. In der Grundmasse außer diesen Orthoklas, Plagioklas, wenig Quarz.

3. Spessartit von Németsbogsán. Plagioklas und brauner Amphibol wenig Orthoklas und Quarz.

4. Augitspessartit, ebendaher. Als Einsprengling tritt Augit auf, in der diabasisch-körnigen Grundmasse kommt außer diesem Amphibol und Plagioklas auch Titaneisen vor.

Im allgemeinen sind diese Gesteine stark zersetzt und seltener als die Apliten.

c) Dioritporphyrite. Quarzbiotitdioritporphyrit (von Theresia), Quarzamphiboldioritporphyrit (Oravicabánya), quarzführender Biotit-amphiboldioritporphyrit (ebendaher), quarzführender Augitdioritporphyrit (Dognácska, König Ferdinand-Erbstollen), Biotitamphiboldioritporphyrit (Vaskő)¹. Die Grundmasse „ist infolge der langleistenförmigen Ausbildung der Plagioklase dioritisch“. In dem quarzfreien Gestein tritt dieses Mineral als fremder Einschluß, von Augit und Amphibol umgeben, auf.

7. Endomorphe Kontakterscheinungen. Als solche bezeichnet Verf. das Zurücktreten von Magnetit gegen Titanit, den Ersatz von Amphibol und Biotit durch Augit (Malakolith), was zur Bildung von Pseudomorphosen von parallel orientierten Augitkörnchen nach größeren Individuen der ersteren Mineralien führt. In einer Gesteinsvarietät von Szászkabánya (Dioritporphyrit) nimmt auch Granat in kleinen Körnern daran teil, dieselben treten aber auch in der Grundmasse auf und umranden die Plagioklaseinsprenglinge. Die Farbe der endomorphen Kontaktgesteine ist heller als die der ursprünglichen Gesteine, oder ganz weiß.

II. Die Gesteine dieser Gruppe bilden ein mehrfach gekrümmtes, bogenförmiges Vorkommen von der Kossovikakapelle bei Oravicabánya bis zum Pisatortale südlich von Csiklovabánya, welches Verf. nach v. COTTA und v. ROTH als Gangzug bezeichnet, in welchem zahlreiche Schollen von Kontaktkalken eingebettet sind. Trotz der Gangnatur fehlen ihnen porphyrische Typen.

1. Diorit und Gabbrodiorit. Erstere finden sich am Südabhang der Tilva Mika. Sie bestehen aus langleistenförmigem Plagioklas (Andesin bis Labrador), Augit (vielfach uralitisiert, wenn frisch diallagartig), Hornblende (primär braun, gewöhnlich aber grün gefärbt und winzige Titanitkriställchen umschließend), Biotit und den gewöhnlichen Akzessorien (Apatit, Magnetit und Titanit). In kleiner Menge treten als Mesostasis auch Quarz und Orthoklas hinzu, als Produkt thermaler Einflüsse (denen Verf. auch die Uralitisierung und die Grünfärbung und Ausblassung der Hornblende zuschreibt) ersetzt Pyrit den Magnetit. Die Mehrzahl der übrigen Gesteinsmassen zeigt gabbroidale Struktur, die Gemengteile sind im wesentlichen dieselben, der Plagioklas ist basischer; der Augit zeigt auch Spaltbarkeit nach (010) und ist von Amphibol und Biotit umgeben oder „perthitisch“ durchwachsen. Akzessorisch treten auch Titaneisen, in einigen

¹ [Verf. wendet wie hier, so auch bei den Gabbrodioriten eine aus den Namen der vorherrschenden Gemengteile zusammengesetzte Nomenklatur an; so gut diese theoretisch auch sein mag, so ist sie in der Praxis, wie sich aus obigen Namen ergibt, doch schleppend und befördert das leichte Verständnis darum nicht in dem Maße, als die Anhänger derselben vermuten dürften. Ref.]

Varietäten auch Hypersthen auf. Sekundär sind Chlorit, Pistazit und Aderit mit zeolithischer Füllung.

2. Syenitdiorite. Mittelkörnige, hypidiomorphkörnige Gesteine, mitunter auch etwas quarzreicher, bei welchen ungefähr gleichviel perthitischer Orthoklas und Plagioklas (Andesin bis saurer Labrador) vorhanden ist. Ersterer bildet einen poikilitischen Untergrund. Als dunkler Gemengteil herrscht braungrüner Amphibol vor, nur in einem Falle (No. 83 des spez. Teiles) ein hellgrüner Augit. Akzessorisch kommt etwas Zirkon hinzu. Verf. unterscheidet die quarzreicheren Vorkommen streng von den Granodioriten der I. Gruppe wegen der bei kleinerem Korne ausgesprochen hypidiomorphen Struktur. Magnetit wird öfters durch Pyrit ersetzt. Diese Gesteine treten hauptsächlich in der Umgebung des Pisatortales auf.

3. Gangfolge des Gabbrodiorits.

a) Aplitische Gesteine. Meist leukokrat gegenüber dem Hauptgestein, Orthoklas, mikroperthitisch, waltet in manchen Gängen vor, oder ist alleinherrschend (dann wohl besser als Syenitaplit zu bezeichnen).

b) Biotitpyroxendioritporphyr. Schmale, dichte, melano-krate Gänge (Tal von Oravicabánya), mit porphyrischer Struktur (Einsprenglinge Plagioklas und Augit, in letzterem bisweilen Hypersthenkerne). In der Grundmasse spärlich auch Quarz und Orthoklas.

c) Olivinführender Mikrogabbro. Feinkörniges Gestein mit basischerem Plagioklas, Olivin, als Kern im Augit oder von Biotit-Augit und Magnetitkranz umgeben. Der Augit zeigt orientierte Titaneiseneinschlüsse.

4. Endogene Kontakterscheinungen. Dieselben äußern sich durch eine Zeolithisierung des Plagioklases, sowie durch das Auftreten eines säulenförmigen, grünen Augites, der in seinen optischen Eigenschaften an Ägirinaugit erinnert, nach einer Analyse von GOSSNER [dieselbe ist von M. WEBER, Centralbl. f. Min. etc. 1901. 673, nur erwähnt?] aber keine Alkalien enthalten soll. Verf. führt eine Anzahl Beobachtungen ähnlicher Augite in der Kontaktfazies monzonitischer Gesteine von anderen Autoren an; [auch Ref. hatte Gelegenheit, einen solchen Augit von Canzocoli zu beobachten]. Verf. erklärt die Bildung dieses Pyroxens als sekundär, hervorgerufen durch osmotischen Substanz austausch mit dem durchbrochenen Kalkgestein. Die Bildung der basischen Gesteine dieser Gruppe erklärt Verf. in erster Linie durch intratellurische Differentiation. Dann bespricht Verf. die chemischen Verhältnisse und die Stellung der „Banatite“ im System an der Hand einer Reihe von teils älteren, teils von K. EMSZT in der Arbeit zuerst publizierten Analysen. Zum Vergleich werden auch Gesteine aus anderen Gegenden herangezogen. Als allgemeine charakteristische Züge können der stets vorhandene, wenn auch oft geringe Orthoklasgehalt, sowie der große Eisenreichtum gelten, wodurch die genetische Verknüpfung mit den Erzlagern zum Ausdruck kommt. Nach dem OSANN'schen Systeme gehören die Gesteine der I. Gruppe zu den Granodioriten, die der II. Gruppe

zu den Dioriten und den sauren Gabbros (ausgenommen die „Syenitdiorite“).

Hierauf wird die äußere Erscheinungsform, das Alter und die Verwitterung der Banatite behandelt. In ersterer Beziehung wendet sich Verf. gegen die Ansicht von SUSS, daß hier eine Vulkannarbe vorliege, er vertritt vielmehr die Ansicht, daß die Gesteine nicht zu einem oberflächlichen Erguß gelangt sind, sondern lakkolithische Massen bildeten; die zwischen Furlug und Németsbogsán liegende mächtige Masse soll ein typischer Lakkolith sein, die zwischen letztgenanntem Orte und Dognácska liegenden schmälere Teile mit saigeren Kontaktflächen wären als der allerdings kolossal starke, seitliche Zufuhrkanal aufzufassen. Einen Zusammenhang in der Tiefe längs der ganzen Linie glaubt Verf. nicht annehmen zu sollen.

Die in den mediterranen Schichten des Almásbeckens liegenden weißen Tuffe stehen nach Verf. mit den Gesteinen der Banatitserie nicht in Zusammenhang, sondern mit weiter entfernten Daciteruptionen. Das Alter der Banatite und der sie begleitenden Ganggesteine (auch jener von andesitischem Typus) liegt zwischen untercretacisch (welche Schichten noch durchbrochen werden) und obermediterran, wahrscheinlich dauerten die Intrusionen von oberer Kreide bis zum Anfang des Tertiärs. Wegen der Übergänge von echter Tiefengesteinsstruktur zu der von Ganggesteinen und von Effusivgesteinen, ohne daß sie die geologische Rolle solcher Gesteine spielen, bezeichnet Verf. die Gesteine insgesamt als hypabyssische. [Da die Grenzen zwischen allen diesen Gesteinen nie scharf sein können, hält es Ref. nicht für gut, sich für die Zuweisung zu einer Strukturfamilie strenge an die Lagerungsform zu klammern.] Die Gesteine der beschriebenen Gruppen verwittern im allgemeinen sehr leicht, weshalb es nicht selten vorkommt, daß sie in den Talniederungen auftreten, wie z. B. bei Szászkábya. Die Höhen der aus Eruptivgesteinen bestehenden Hügel sind stark von Grus bedeckt, die Formen der größeren Massive werden oft durch das Auftreten der widerstandsfähigeren Aplite bedingt. Auch die an farbigen Gemengteilen armen Gesteine des dacitischen Typus (Mielia-kuppe) verwittern weniger leicht. Bei den Gabbros läßt sich kugelförmige Struktur durch die Verwitterung erkennen.

Indem Verf. im 4. Kapitel des ersten Teiles das Auftreten ähnlicher Gesteine in Ungarn und anderen Ländern bespricht, stellt er zunächst deren Auftreten an einer bogenförmigen Linie am Ostrande des ungarischen Tieflandes fest, dann ihre topographische und geologische Trennung von den effusiven Daciten und Andesiten [wengleich er die Dacite des Bihar Gebirges dazu rechnet] und ihren Zusammenhang mit den „metasomatischen und Kontakterzlagerstätten“ Ungarns; analoge Gesteine finden sich ferner noch bei Schemnitz. Die außerungarischen Vertreter dieses Typus fügen sich mit den beschriebenen Gesteinen in die granodioritische Reihe ein, als Begleiter junger Kettengebirge stehen sie den pazifischen Gesteinen nahe.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
SiO ₂	64,85	64,95	57,49	65,84	76,47	53,54	51,65	47,41	56,89	65,08	62,53
TiO ₂	0,34	0,11	0,28	0,18	0,18	0,28	0,54	0,63	0,28	0,16	0,37
Al ₂ O ₃	16,67	16,11	17,18	13,63	11,61	17,82	16,33	20,20	16,95	15,95	17,18
Fe ₂ O ₃	2,81	3,16	5,45	2,25	0,21	5,39	4,68	4,51	4,85	2,25	2,38
FeO	1,96	2,18	6,18	3,45	0,72	4,21	5,73	9,85	3,72	2,04	0,77
MnO	—	—	Spur	—	—	0,52	0,20	—	—	Spur	—
MgO	1,87	2,04	3,23	1,85	Spur	1,97	4,75	2,83	3,12	0,53	1,79
CaO	4,51	4,68	5,35	3,95	1,26	7,47	8,02	10,99	4,92	3,47	8,61
SrO	—	—	—	—	—	Spur	0,05	—	Spur	—	0,03
Na ₂ O	3,79	4,40	2,59	4,47	3,29	3,27	3,97	2,29	4,09	4,54	3,40
K ₂ O	2,75	1,53	1,59	1,76	4,48	1,95	1,57	0,43	2,41	4,31	0,40
P ₂ O ₅	Spur	Spur	0,02	0,18	Spur	Spur	0,10	—	0,15	0,13	0,14
S	—	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	0,85	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,52	1,45	0,35	2,15	1,21	1,94	2,16	0,21	2,23	1,26	1,82
Sa.	100,07	100,61	99,71	99,71	99,43	99,30	99,75	99,35	99,61	99,72	99,42

OSANN'sche Gruppenwerte.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
S . . .	70,98	70,65	63,31	72,42	83,64	61,26	57,33	53,30	63,89	72,70	69,12
a . . .	6,12	5,96	3,02	6,40	14,8	3,8	3,33	1,7	5,0	9,5	3,95
c . . .	4,93	4,83	4,90	3,01	2,0	5,2	3,28	6,2	4,0	3,0	7,34
f . . .	8,95	9,21	12,08	10,59	3,24	11,0	13,39	12,1	11,0	7,5	8,71
n . . .	6,8	8,15	7,1	8	5,3	7,2	7,9	8,85	7,2	6,2	9,3
m . . .	9,5	9,05	10	9,15	4,2	8,5	7,2	8,85	9,35	7,6	6,6
k . . .	1,32	1,35	1,22	1,41	1,96	1,045	0,896	0,925	1,05	1,23	1,49
Al ₂ O ₃ - Übersch.	—	—	0,85	—	—	—	—	—	—	—	—

- I. Quarzdiorit von Vaskö. Berechnete Orthoklasmenge 15,36%, Durchschnittsplagioklas $A_{62}An_{38}$ 51,08%.
- II. Quarzdiorit von Románszászka. Orthoklas 8,45%, Durchschnittsplagioklas $Ab_{66}An_{34}$ = 55,44%.
- III. Basischer Quarzdiorit von Ósopót, quarz- und orthoklasarm, reich an dunklen Gemengteilen, Durchschnittsplagioklas $Ab_{48}An_{52}$.
- IV. Quarzdioritporphyrit von Újmoldova (Biotitquarzdioritporphyrit). Orthoklas nur sehr wenig.
- V. Granodioritaplit von Némethogsán. Feinkörnig, zwischen den Orthoklasen treten Albitsäume auf.
- VI. Quarzführender Biotitamphibolaugitdiorit von Kohldorf, porphyrisch, Augit teils uralitisiert, teils in Calcit umgewandelt, Pyrit ersetzt teilweise den Magnetit. Plagioklas ist frisch.
- VII. Gabbrodiorit von Oravicabánya mit brauner, z. T. grüner, umgewandelter Hornblende.

- VIII. Gabbrodiorit, ebendaher, Augit teilweise uralitisiert, Amphibol (grün und braun), spärlich Hypersthen.
- IX. Quarzführender Syenitdiorit von Csiklovabánya, mit 13,84% Orthoklas und 55,48% Durchschnittsplagioklas $Ab_{64}An_{36}$.
- X. Gabbrodioritaplit von Oravicabánya, Orthoklasgehalt größer oder = dem Plagioklasgehalt; das Gestein soll kontaktendomorph verändert sein.
- XI. Endomorphes Kontaktgestein von Újmoldova (Quarzdioritporphyrit).

Der Arbeit ist eine Tafel von Dünnschliffbildern beigegeben, der spezielle Teil enthält Kartenskizzen der einzelnen Teile des Gebiets (Umgebungen von Újmoldova, Szazskabánya, Oravicabánya, Vaskő und Dognácska und des Aranyosberges).

C. Hlawatsch.

W. Petraschek: Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 59. 427—524. 1909.)

Die Arbeit behandelt hauptsächlich das Auftreten der Phyllite, Glimmerschiefer und Grünschiefer, nebst Intrusionen von Granit und Gabbro am Nordende des Adlergebirges, in der Gegend zwischen Neustadt a. d. Mettau, Nachod, Deschney und der Grenze gegen die Grafschaft Glatz bei Lewin.

Die mannigfachen Lappen von Permkonglomerat, die in diesem Gebiete auftreten, sind häufiger durch tektonische Grenzen (Falten und Brüche) als durch bloße Denudationsgrenzen abgeschnitten, die Kreide hingegen, als Schollen cenomaner Plänersandsteine vertreten, hat vermutlich das ganze Gebiet überflutet und ein plateauartiger Charakter der Landschaft mit einer Höhe von 470—500 m ist wahrscheinlich einer Einebnung durch das Kreidemeer zuzuschreiben. Die genauere Beschreibung der geologischen Verhältnisse des Gebietes, wie sie in den ersten Kapiteln der Arbeit gegeben ist, kann in diesem Referat keinen Platz finden, weshalb die folgenden Angaben dem vorletzten Kapitel, welches einen Rückblick über dieselben enthält, entnommen sind. An die im Zentrum des Adlergebirges, außerhalb des beschriebenen Teiles liegenden Orthogneise („Roter Gneis“ H. Wolf's) legt sich ein breiter Mantel von Glimmerschiefern, und an diese ein solcher von Phylliten, und zwar im östlichen Teil vorwiegend Biotit-Phyllit, im westlichen, bei Neustadt, Sericitphyllit, welche beiden Arten aber nicht scharf gegeneinander begrenzt sind. Dem Schichtstreichen des Phyllits parallel sind Züge von Sericitquarzit, Biotitquarzit, Graphitschiefer, Diabasschiefer, Uralitdiabas, Chloritschiefer, Hornblendegrünschiefer, phyllitähnlichem Aktinolith-Chloritschiefer und Grünschiefer mit Kataklastenstruktur eingelagert. Ob die ganze Masse der Phyllite ein vielfach monoklinal gefaltetes Schichtsystem oder eine einzige, gewaltige Schichtmasse darstellt, läßt sich nicht entscheiden. Von den ebenfalls sedimentogenen Zweiglimmerschiefern unterscheiden sich die Phyllite nicht allein durch

den geringeren Grad der Kristallisationsschieferung, sondern auch durch das Fehlen von Kalk im Phyllitgebiete einerseits, von Grünschiefern im Glimmerschiefergebiet andererseits, so daß von verschiedenen Formationen gesprochen werden kann. Außer den oben angeführten, im Streichen übereinstimmenden Einlagerungen treten breite Züge von Grünschiefern auf, die plötzlich abzubrechen scheinen.

Die wichtigsten derselben sind: Vom Ostrande der Granitmasse bei Čerma bis Sneznej; von Mezles bis Ohnischov, von Ohnischov und Janov gegen Süden, mit Verbreiterung gegen Ost bei Bacetin, in das große Grünschiefergebiet von Dobrey übergehend, der Zug zwischen Unter-Gießhübel. Das Streichen der Gesteine ist im allgemeinen ein nord-südliches, mit westlichem Fallen, lokal jedoch, bei Bacetin und Pollom, und südlich davon bei Kounov, tritt O.-W.-Streichen mit nördlichem Fallen ein.

Der Autor faßt das Auftreten dieser abgeschnittenen Züge als Einfaltungen im Phyllit auf, welche ihr Analogon im Vorhandensein von Phyllitpartien im Grünschiefer haben. Eine Querstörung mit NO.-Streichen von Ohnischov bis Sneznej anzunehmen, ist Verf. nicht geneigt, wenngleich er für die Möglichkeit einer solchen sprechende Gründe gelten läßt. (Auf-treten ähnlicher Linien in benachbarten Gebieten, Aufhören einiger Züge an einer NO. streichenden Linie). Unter den verschiedenen Gründen, die Verf. gegen diese Annahme anführt, erscheint dem Ref. namentlich der letzte, das Auftreten einer Graphitschiefer-einlagerung am Wege von Janov nach Ohnischov, die ihre streichende Fortsetzung im Grünschiefer findet, der wichtigste zu sein.

Über Entstehung und relatives Alter der Grünschiefer zieht Verf. seine Ansicht in folgenden Satz zusammen:

„Die diskordant zur Phyllitformation liegende Grünschieferformation entstand aus Sedimenten (Tonschiefer, Quarzit, tonschieferähnlichem Phyllit), Effusivgesteinen (Diabas und Diabasporphyrit) und Tiefengesteinen (Gabbro). In dem ausgedehnten Grünschieferareale im Südteile des Kartenblattes Josefstadt-Nachod läßt die Grünschieferformation geringere Faltung und geringere Metamorphose ihrer klastischen Einlagerungen erkennen als die Phyllitformation. Die Grünschieferformation ist also wahrscheinlich jünger als die Phyllitformation. Die nach N. ins Gebiet des Biotitphyllits ein-greifenden Grünschieferzüge scheinen Einfaltungen der Grünschieferformation zu sein. An diesen Einfaltungen macht sich häufig Kristallisations-schieferung bemerkbar.“

Der im östlichen Teile des Gebietes an der Grenze gegen die Glimmer-schiefer auftretende Amphibolit steht mit den Grünschiefern in engem Zusammenhange, er ist vielleicht nur ein, der Tiefenzone der Glimmer-schiefer entsprechend, stärker metamorphosiertes Glied derselben und viel-leicht ebenfalls aus einem Gabbro entstanden¹.

¹ Die höhere Kristallinität des Amphibolits kann nicht auf Kontakt-metamorphose durch den Granit erklärt werden, da die Fortsetzung des ersteren weit vom Granit entfernt dieselbe Beschaffenheit besitzt.

Die eingangs erwähnten Intrusionen sind: 1. Die Granitmasse von Böhmischem-Čerma, von Gängen von Granitporphyr begleitet, welcher die unter ihm einfallenden Phyllite nur wenig verändert hat; im Westen ist er von einer Verwerfung begrenzt. 2. Der Granit von Cudowa, der den Amphibolit durchtrümt und wahrscheinlich eine Fortsetzung der im Süden des Adlergebirges an der Grenze zwischen Phyllit und Glimmerschiefer auftretenden Massen von Amphibolgranit und Quarzdiorit vorstellt. Zu ihm gehört vielleicht auch der Quarzglimmerdiorit, der in schmalen Gängen am Deschneyer Spitzberg den Gabbro durchsetzt; also ist der Gabbro älter als der Granit von Cudowa. 3. Der Gabbro vom Deschneyer Spitzberg, ein Gangstock, der innerhalb eines Komplexes von Grünschiefern, Amphibolchloritschiefern und Phyllit aufsetzt. Alle drei Intrusivmassen sind älter als Perm, da Blöcke ihrer Gesteine in den Permkonglomeraten auftreten, sonst ist ihr Alter unbekannt. Die Phyllite selbst sind ebenfalls unbekannten Alters. Verf. vertritt die Ansicht, daß sie wahrscheinlich älter als Unterdevon, wohl auch älter als Silur sind.

1. Sericitphyllit. Im wesentlichen aus Quarz, Albit, Sericit und wenig Chlorit bestehend, als Übergengenteil ist Turmalin erwähnenswert. Struktur im wesentlichen kristalloblastisch, mit stellenweise deutlicher klastischer Reliktstruktur; häufig stark ausgeprägte Kataklaste.

2. Biotitphyllit. Flaserige, oder dickschieferige graue bis schwarze Gesteine mit Clivage; mit Quarz (oft deutlich kataklastische Linsen, auch feines Zerreibsel und als Mosaik mit Pflasterstruktur), Albit (zusammen mit Quarz im feinen Mosaik, aber auch als größere, verzwilligte, bestäubte größere Körner als Fremdlinge: Relikte klastischer Textur), Biotit oder aus diesem hervorgegangener Chlorit und Muscovit als wesentliche Gemengteile. Als seltene akzessorische Gemengteile treten Turmalin, Zoisit und Epidot auf. Durch verschiedenes Korn, Vorwalten des Chlorits bis zum Fehlen des Biotits oder höhere Kristallinität werden mannigfache Varietäten bedingt, von denen einige im Original beschrieben werden.

3. Gneisphyllit. Dickschieferige, phyllitische Gesteine, in normalen Biotitphyllit übergehend. Der Feldspatgehalt (Oligoklas und Oligoklas-Albit) erreicht oder übertrifft den an Quarz. Er ist in biotitreicheren Varietäten größer als in den biotitarmen. Einzelne größere, verwilligte, mit Erzstaub erfüllte Individuen sind vielleicht klastische Relikte, die kleinen Körner des Grundgewebes, welche mit Quarz eine Art Pflasterstruktur bilden, sind Neubildungen. In einer bei Jisbice anstehenden Varietät treten zahlreiche Porphyroblasten mit Zwillingstreifen auf. Wie im Biotitphyllit, finden sich auch in diesem Gesteine Relikte von Mikroperthit. Von akzessorischen Gemengteilen ist Muscovit — bisweilen als quergestellte Blättchen —, Turmalin und Apatit vorhanden, Zersetzungsprodukte des braunen Biotits sind Muscovit, Chlorit und Eisenglanz. Die hier beschriebenen Gneisphyllite bilden Einlagerungen im Biotitphyllit, ebensowohl in der Nähe des Čermaer Granits, an dessen Westrand er von Malinowahora bis Neu-Hradek hinzieht, wie von diesem weit ent-

fernt (bei der Tassauer Mühle und zwischen dieser und Unter-Gießhübel, bei Michovy, im Walde bei Jankov und anderen Stellen).

4. Tonschieferähnlicher Phyllit. Von den bisher besprochenen durch ebenflächige Schichtung unterschieden. Er enthält feinschuppigen Sericit und etwas Chlorit. Er tritt bei Hlinei auf.

5. Schwarze und dunkelbraune Tonschiefer. Schwache Einlagerungen im Dobreyer Grünschiefer. Er enthält Feldpat, Epidot, Titanit und Chlorit.

6. Sericitquarzit und Biotitquarzit. Linsenförmige Einlagerungen im entsprechenden Phyllit, von dem er sich durch den vorwaltenden Quarz unterscheidet. Sericitquarzit tritt im Mettautale, im Klopotovtale und bei Kounov auf, Biotitquarzit bildet eine längere Einlagerung am Tanzerwald bei Scheduling. Die klastische Struktur dieser dickbankigen Gesteine ist besser erhalten als in den Phylliten, mit denen sie die brigen Gemengteile gemeinsam haben.

7. Satteler Quarzit. Bildet eine Einlagerung im Grünschiefer zwischen Sattel und Deschney. Meist mit deutlicher klastischer Struktur, nur in einigen Fällen mit Verzahnung oder angedeuteter Kristallisations-schieferung. Als akzessorische Gemengteile sind außer Albit und Biotit grüne Hornblende, Chlorit, Epidot, Calcit, Titanit und farbloser Granat, wenngleich spärlich, charakteristisch.

8. Graphitschiefer. Sehr quarzreich, der Graphit mit Sericit vergesellschaftet. Bildet mitunter lange, aber sehr schmale Züge im Phyllit sowohl, wie im Grünschiefer. Gut aufgeschlossen am Wege von Bistrey nach Nedwez.

9. Silikatreicher Kalkstein. Zusammen mit Grünschiefer auf einer Anhöhe westlich von Hlinei. Voll von Gemengteilen des Grünschiefers.

10. Glimmerschiefer. Zweiglimmerschiefer mit wechselndem Gehalt an Biotit. Stets etwas Albit führend, der Strähne von Erz und farblosen, parallel auslöschenden Stäbchen führt. Übergemengteile sind Granat (stellenweise reich, so daß Granatglimmerschiefer vorliegt), Turmalin, Chlorit. Die durch diese getrennt auftretenden Gemengteile charakterisierten Varietäten finden sich in der Nähe des Pansker bei Gießhübel.

11. Quarzitschiefer. Quarzreiche Einlagerungen im Glimmerschiefer.

12. Biotitplagioklasgneis. Feinkörniges, dunkles Gestein, aus Quarz, Oligoklas (mit inverser Zonarstruktur) und Biotit bestehend; als akzessorische Gemengteile kommen Epidot, Orthit, lokal auch grüne Hornblende und Granat hinzu. Das Gestein bildet Einlagerungen im Amphibolit von Gießhübel.

13. Granulitgneis. Feinkörniges, lichtrötlichgraues Gestein, aus Orthoklas, Mikroklin, Quarz und wenig Biotit bestehend. Myrmekit ist stellenweise vorhanden. Lesesteine in der Nähe der Granulitgrenze unweit vom Gießhübler Gemeindewalde.

14. Granitit von Cudowa. Graues oder rötliches, gleichmäßig körniges Gestein aus Plagioklas (Oligoklas bis Albit), Orthoklas (mit

Mikroklin und Myrmekit), Quarz und Biotit bestehend, Titanit und Apatit als Akzessorien. Bemerkenswert ist, daß der Plagioklas des Myrmekits reiner Albit ist (nach der Lichtbrechung beurteilt), ferner daß der Myrmekit auch zwischen Orthoklaskörnern auftritt. Er bildet aber auch Quarzstengel führende Zonen um größere Plagioklaskristalle. Der Quarz des Gesteins zeigt häufig Zertrümmerung und undulöse Auslöschung. Im Walde nördlich von Gieshübel finden sich auch sehr gneisähnliche Varietäten. Entlang der Grenze des Amphibolits ist der Granit grusig zersetzt. Die Injektionen im Amphibolit¹ zeigen dieselben wesentlichen Bestandteile, nur ist der Plagioklas fast durchgängig Albit. Als Akzessorien kommen noch Muscovit, Klinozoisit, Granat, Orthit, Zirkon hinzu. Die Struktur dieser dem Amphibolit // eingeschalteten Gänge ist eine Funktion ihrer Mächtigkeit; während sehr breite Gänge die normale, körnige Struktur aufweisen, besitzen die weniger mächtigen Gänge porphyrische Struktur, namentlich in der Mitte, während die Salbänder und die sehr schmalen Gänge feinkörnig sind und deutliche Parallelstruktur aufweisen, wobei die größeren Feldspate oft mit erhaltener Orientierung zertrümmert sind. Die Quarze zeigen stets Zertrümmerung und undulöse Auslöschung, auch öfters Auswalzung zu linsenförmigen Aggregaten. Als Einsprenglinge treten in den porphyrischen Varietäten nur die Feldspate auf. Die Parallelstruktur und die Zertrümmerung der Feldspate erklärt Verf. durch Protoklase; doch schließt er für letztere auch Resorptionsphänomene nicht aus. Durch das Zusammenwirken dieser verschiedenen Faktoren treten die mannigfachsten Ausbildungsweisen auf.

15. Granit von Čerma. Lichtrosenrotes, aus Orthoklas und Mikroklin (mit grober Perthitflamung), Albit, Quarz und einem dunklen, grünen Biotit bestehendes Gestein. Die Struktur war ursprünglich ziemlich deutlich porphyrisch, durch Wirkungen des Gebirgsdruckes sind aber die Gemengteile stark zertrümmert. Diese Wirkungen führen zur Bildung ausgeprägter Reibungsbreccien wie an der Waldstraße der Herrschaft Nachod. Diese Breccie führt im Hangenden große Blöcke. Es treten aber auch kleine Quarzgeschiebe in derselben auf. Die Grundmasse wird von einem durch Eisenglanz rot gefärbten, feinsten Zerreibsel gebildet. Die Wirkungen auf das Nebengestein sind auch dort, wo es von Aplitadern des Massivs durchsetzt wird (am Westrande ist dieses durch eine Verwerfung begrenzt), nur äußerst gering, eventuell durch Pflasterstruktur angedeutet. Das gelegentliche Auftreten von braunem Turmalin möchte Verf. nicht auf Kontaktmetamorphose schieben, ebensowenig die gneisartige Struktur mancher Phyllite, wie schon oben begründet ist. Vielleicht ist jedoch die ausgeprägt kristallinische Struktur eines Streifens, der im Phyllitgebiete eingesunken ist, als eine Kontaktwirkung zu deuten, was aber Verf. nicht klar ausspricht. Dieses Gestein ist sehr muscovitreich, dieser soll primär sein.

16. Granitporphyr. Einige Gänge im Phyllit und Grünschiefer in der Umgebung des Čermaer Granits, namentlich bei Nachod und Bielowes.

¹ Am besten aufgeschlossen in einem Steinbruche bei Pollom.

Der Granitporphyr nordwestlich von Dobroschov führt Einsprenglinge von Quarz (korrodiert), rotem Orthoklas und Plagioklas (Oligoklas-Andesin?) und Biotit in einer aus Quarz und Orthoklas bestehenden Grundmasse mit mikropegmatitähnlicher Implikationsstruktur. Als Zersetzungsprodukt tritt Calcit, Muscovit und Eisenglanz auf. Der Granitporphyr von Bielowes führt hauptsächlich Biotit als Einsprengling, die etwas Plagioklas enthaltende Grundmasse ist mikroganitisch. Eine eigentümliche, jedenfalls umgewandelte Modifikation mit schuppig aggregiertem Biotit statt der Einsprenglinge findet sich auf der Westseite des Galgenberges bei Neu-Hradek.

17. Porphyroid. Nur als Lesesteine im ganzen Gebiet verstreut beobachtet. In einer aus Quarz, Plagioklas und Orthoklas, Mikroperthit mit Sericit bestehenden stark schieferigen Grundmasse liegen Einsprenglinge der ersteren Minerale.

Der Quarz der letzteren ist zerdrückt.

18. Aplit. Selten; einige Vorkommen, wie jenes unweit des Wirtshauses Krahuletz und das bei Janov, sind weit von den beiden Granitmassiven entfernt, einige finden sich in der Nähe des Čermaer Massivs; die von der Gabel- und oberhalb der Kleckamühle könnten mit dem Cudowaer Granit in Verbindung stehen. Alle sind rötlich und bestehen aus Quarz, Orthoklas, Albit und Muscovit; die Gesteine von der Gabelmühle und von Krahuletz sind geschiefert.

19. Quarzglimmerdiorit. Lesesteine in der Nähe des Gabbros vom Deschneyer Spitzberge. Mittelkörniges, blaßrötliches Gestein, aus Quarz, Oligoklas und Biotit bestehend, Orthoklas tritt fast ganz zurück. In einem Schliß durch das Salband fand sich statt des Biotits grüne Hornblende.

20. Minette. 3 Vorkommen: Ein technisch als Dekorationsstein früher verwendetes im Jankowalde, zwei im Mettautale. Ersteres besteht aus braunem Biotit (mit Rutilnadeln, stellenweise durch beginnende Umwandlung grün), Orthoklas, und mit letzterem mikropegmatitisch verwachsen, Quarz. Als Akzessorium kommt Albit und Apatit hinzu. Das letzterwähnte Vorkommen ist durch das Auftreten von Diopsid in der Grundmasse und zahlreiche Pilitpseudomorphosen nach Olivin, im Kern aus Anthophyllit (?) bestehend, ausgezeichnet. Plagioklas fehlt ihm ganz.

21. Hornblendeporphyr. Einlagerung im Biotitphyllit des Albatales, 450 m unterhalb Antoniental. In einer quarzreichen, biotitführenden Grundmasse liegen Einsprenglinge einer bräunlichgrünen Hornblende, außerdem Haufwerke von Biotit. Im Plagioklas liegen Neubildungen von Zoisit. Die Einsprenglinge sind mitunter zerbrochen, in den Rissen befindet sich Quarz.

22. Gabbro. Grobkörniges Gestein; älteste Gemengteile sind Titan-eisen, Olivin (in sogen. Pilit umgewandelt) und Plagioklas (im Mittel Andesin); jünger sind Hypersthen, mit Diallag verwachsen, und eine braune Hornblende, welche oft als Mesostasis für die übrigen Gemengteile ausgebildet ist. Die meist tafelförmigen und fluidal angeordneten Plagioklase

sind stellenweise saussuritisiert, welche Umwandlung aber ganz verstreut neben ganz frischem Plagioklas auftritt. Die dunklen Gemengteile sind größtenteils in Aktinolith, Tremolit und smaragditartige Amphibole umgewandelt, und zwar zeigt der Pilit breitere Säume von Smaragdit als der Pyroxen. Die braune Hornblende zeigt allmähliche Übergänge in eine blasse, grüne, an der die jüngere, faserige, blaugrüne Hornblende sowie an den aktinolithischen Umwandlungsprodukten der Pyroxene und des Pilites scharf absetzt. Der Aktinolith ist übrigens mit dem ursprünglichen Pyroxen nicht // verwachsen, sondern steht oft senkrecht auf dessen c-Achse. Die Smaragditnadeln ragen frei in den Plagioklas hinein. Verf. nimmt darum an, daß diese Amphibolsäume Reaktionsprodukte zwischen Pyroxen, bezw. Olivin und dem Plagioklas sind. Letzterer beteiligte sich mit einer namhaften Substanzmenge an der Umwandlung. Die Varietäten, welche deutliche Wirkungen der Gebirgsbewegung durch prononcierte Kataklaststruktur zeigen, weisen dieselben Umwandlungsvorgänge auf. Nur treten in solchen in den Plagioklasen feine Albitadern auf. Weitere sekundäre Umwandlungsprodukte sind Biotit, Chlorit, Zoisit bezw. Klinozoisit, und in geringer Menge Quarz. Die geschilderten Umwandlungsvorgänge finden ihr Analogon bei einigen Varietäten der Grünschiefer.

23. Uralitdiabas. Bei Dobrey, Janov, Nedwez und Čerma; anscheinend nicht anstehend, kommen grünliche, körnige Gesteine mit sehr deutlich erhaltener Ophitstruktur vor, welche aus Labrador (auch Oligoklas-Andesin) und einem sekundären, aktinolithartigen Amphibol bestehen. Das Innere der Amphibolpartien ist meist getrübt und zeigt öfters andere optische Orientierung als der klare Rand. Bisweilen sind auch im Innern bräunliche Partien ohne Pleochroismus erhalten. Die Fortwachsungen des Amphibols in die Feldspatleisten lassen sich auch hier beobachten.

Bei stärkerer Veränderung, so namentlich im Zertrümmerungsmaterial zwischen Plagioklas und Amphibol, findet sich Chlorit, Zoisit, Quarz und Calcit. Als akzessorischer Bestandteil findet sich Titaneisen mit seinen Veränderungsprodukten überall.

24. Diabasschiefer (Epidiabas). Die versteckt schieferigen Gesteine treten an verschiedenen Orten als schmale Einlagerungen in den Phylliten auf. Von dem vorigen Gestein unterscheiden sie sich durch die weit fortgeschrittene Umwandlung der Plagioklase in Oligoklas, Albit, Quarz, Zoisit und Klinochlor, letzterer nimmt namentlich die Stellen der basischen Kerne ein. Spuren der ursprünglichen Ophitstruktur sind stellenweise erhalten. Die Zoisitkörner wachsen durch den Albit durch, während Chlorit und Quarz sich in den Zwickeln zwischen den Amphibolnadeln und dem Albit finden. Was die Amphibole anbelangt, so bieten sie die beim vorigen Gesteine geschilderten Verhältnisse.

25. Chloritschiefer. Phyllitähnliche, in die Serie der Phyllite an wenigen Orten eingeschaltete Einlagerungen. Anstehend u. a. im Mettau-tale östlich der Landvorstadt von Neustadt. Der Chlorit (Pennin) bildet ca. 50—60% des Gesteins, außer diesem ist ein Quarz-Feldspatmosaik zu beobachten. Als akzessorische Mineralien treten Rutil und Muscovit auf,

letzterer manchmal als feine, sericitische Schüppchen, manchmal als quer-gestellte Blättchen.

Der Chlorit dieses Gesteins soll nicht als sekundär nach Biotit betrachtet werden können.

Was die allgemeinen Eigenschaften und die Entstehung der nun zu besprechenden Gruppe der Grünschiefer anbelangt, so sei auf den einleitenden theoretischen Teil des Referates hingewiesen. Im folgenden seien nur die einzelnen Beschreibungen der Varietäten angeführt.

26. Als Grünschiefer mit Kataklaststruktur bezeichnet Verf. mehr oder minder grobkörnige Varietäten, wie solche an mehreren Orten vorkommen, welche neben größeren Körnern und Aggregaten sekundären Amphibols, wie er bei 23—25 beschrieben worden ist, ein Mosaik von Quarz, Albit und Zoisit enthalten, dem sich auch Pennin beigesellt; Titaneisen ist meist in Strähne von Leukoxen umgewandelt. Bisweilen sind auch noch Reste des ursprünglichen Feldspates mit Zwillingsstreifung als Andesin bestimmbar. In manchen Vorkommen ist auch Muscovit zu beobachten. Alle diese Gesteine, namentlich die gröberkörnigen, zeigen kataklastische Struktur [worin sich diese nach dem oben angeführten Mineralbestand äußert, konnte Ref. leider nicht ersehen!] und sind deutlich geschiefert. Ein am Ostende von Plafnitz anstehendes Gestein wurde von C. v. JOHN analysiert. Auch die Analyse ließ die Verwandtschaft mit Gabbro, worauf schon die Zusammensetzung hindeutet, erkennen.

27. Flaserige und körnige Zoisit-Amphibolschiefer. Diese beiden Varietäten sind durch Übergänge miteinander verbunden. Die flaserigen Varietäten, welche den Gabbro häufig begleiten, enthalten wohl Aktinolith, nicht aber die lichtgrüne Hornblende, die in den körnigen auftritt. Je mehr die flaserige Textur gegen die schieferige zurücktritt, um so mehr Chlorit tritt auf. Die Saussuritkörner, welche an Menge sehr wechseln, bestehen aus Zoisit und klarem sauren, unverwilligten Plagioklas, Quarz fehlt stets. Zoisit kann hie und da in überwiegender Menge auftreten, bei sehr feinem Korne nehmen dann solche Gesteine das Ansehen von Kalksilikatfelsen an. Die Struktur ist kristalloblastisch. Als akzessorische Gemengteile treten Titanit (welcher vielleicht auch die staubförmigen Einschlüsse in der grünen Hornblende bildet), Biotit, selten Calcit auf.

28. Dobreyer Grünschiefer. Unter diesem Namen subsummiert Verf. eine Reihe weniger stark metamorphosierter Schiefer, wie sie hauptsächlich in den breiteren Grünschiefergebieten des südlichen Teiles auftreten; typische Aufschlüsse solcher Gesteine bieten die Felsklippen bei Zakowetz, sowie die Dobreyer Straße bei Kamenitz. Es sind fein- bis mittelkörnige Gesteine, mehr oder minder deutlich geschiefert, aus blaß-grünem Amphibol, Plagioklas (Albit, mit Zoisit-Einschlüssen) als etwas größeren Körnern, beiden letzteren Mineralien, Zoisit, Chlorit, Epidot, Calcit und Titanit (als Leukoxen) als Umwandlungsprodukten des feineren Zertrümmerungsmehles bestehende Gesteine. Ilmenit und Quarz fehlen nicht selten. Feinkörnigere, aber deutlich schieferige Gesteine enthalten weniger Amphibol, mehr körnige, wie jenes südöstlich von Woschetnitz,

erinnern an Diabase. Eine Analyse von LAUBE siehe WOLF (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1864. 479). Tatsächlich finden sich auch in diesen Grünschiefern und durch Übergänge mit ihnen verknüpft noch deutlich erkennbare Diabasporyphyrite, in denen die Gestalt der in Zoisit, Albit, Muscovit und Chlorit umgewandelten Plagioklase noch erhalten ist. Solche Gesteine kommen im Goldbachtal bei Masti, westlich der Straße Deschney-Michovy und südwestlich von Antonital vor.

Ein feinkörniges, lichtgraues Gestein westlich vom Spitzberg ist frei von Feldspat und Quarz, der Chlorit ist Pennin.

Die Grünschiefer am Ostrande des Čermaer Granits zeigen körnig-flaserige, flaserige und gestreckte Struktur, Chlorit und Amphibolgehalt wechselt, bis zum Fehlen eines der beiden Minerale, gewöhnlich wiegt aber das letztere vor. Plagioklasporphyroblasten sind nicht selten zu erkennen, auch treten Chloritporphyroblasten, von Aktinolithnadeln durchwachsen, auf. Die Struktur ist eine schöne Pflasterstruktur.

29. Hornblendegrünschiefer. So bezeichnet Verf. amphibolit-ähnliche Gesteine, welche sich von letzteren durch das Auftreten einer uralitähnlichen Hornblende, von den Grünschiefern durch das Vorwalten derselben gegen Chlorit und Zoisit unterscheiden. Die Textur ist häufig linear, selten, bei mehr gedrunghenen Hornblende-Individuen, körnig. In manchen dunkler gefärbten Varietäten treten Porphyroblasten von Chlorit auf, durch welche die Strähne von Erzpartikeln hindurchziehen. Durch völliges Zurücktreten von Zoisit und Chlorit gehen die Hornblendegrünschiefer in Hornblendegneis über, wie z. B. am Wege nördlich von Kohouti Kopec, vor der Krümmung.

Die Hornblendegrünschiefer bilden linsentörmige Einlagerungen in den Grünschieferzügen von Slavonov, von Böhmischem Čerma—Borowa, ferner Züge an der Grenze von Phyllit, mitunter auch im Phyllit. Je näher diese Einlagerungen dem Glimmerschiefer liegen, desto dunkler ist die Hornblende. Die übrigen Gemengteile sind dieselben wie bei den Grünschiefern.

30. Amphibolit. Feinschieferige bis grobflaserige, schwarzgrüne Gesteine mit ausgesprochener Kristallisationsschieferung, aus grüner, stark pleochroitischer Hornblende, Erz und einem Gemenge von saurem Oligoklas, Zoisit, Epidot und Quarz bestehend. Als akzessorische Gemengteile kommen in wechselnden Mengen Granat, Biotit, Titanit und Ilmenit vor. Titanit tritt in zwei Generationen auf: als gelbe, größere Körner und als sogen. Leukoxen. Bisweilen bildet letzterer Ränder um den ersteren, die in manchen Fällen von demselben durch eine Ilmenitzone getrennt sind. Es finden sich alle Übergänge von granatführendem Hornblendeschiefer zu epidotischen Zoisitamphiboliten. Manche Varietäten zeigen Andeutungen einer Reliktstruktur ehemaliger Kataklase, so größere Plagioklasfragmente, die Hornblende-, Zoisit- und Plagioklaseinschlüsse zeigen; ferner Hornblende mit bestäubtem Kern und einschlußfreier äußerer Zone, oder auch solche, welche von schmalen, aus einem Gemenge von Plagioklas, Quarz und Zoisit bestehenden Leisten zerschnitten wird (Diabasstruktur). Der

Amphibolit hält sich an die Grenze von Phyllit und Glimmerschiefer, mit letzterem wechsellagert er am Pansker bei Gießhübel; bei Deschney scheint er auszuweichen, tritt aber auf Blatt Kronstadt im Albtale wieder auf. Der dortige Amphibolit scheint aus einem Porphyrit hervorgegangen zu sein, wie die von Hornblende durchspickten größeren Plagioklaskörner andeuten.

31. Körniger Amphibolit. Dunkle, mittel- bis feinkörnige, richtungslos körnige Gesteine, im wesentlichen aus Oligoklas-Andesin und einer braunen Hornblende bestehend, während Epidot, Zoisit, Chlorit, Biotit, Quarz nur als Übergengenteile und nicht immer auftreten; hingegen ist Titanit und Ilmenit häufiger.

Die braune Hornblende mit geringer Doppelbrechung zeigt öfters Ränder einer smaragdähnlichen, die sich auch als Säume um Erze und um Chloritanhäufungen findet. [Reste von Pilit?] Eine Varietät dieses Amphibolits, welcher nur in der Nähe des Deschneyer Spitzberges auftritt, zeigt deutliche, lagenweise Verteilung der Gengenteile.

32. Melaphyr. Schokoladebraune, Mandelsteine im Schiefergebiet. Nicht näher untersucht.

33. Erze. Unreine Eisenerze als Kluftfüllungen oder Imprägnationen; die Lagerstätten der an einzelnen Orten früher im Betrieb gewesenen Baue, wie bei Dobrey, Hliney, Gießhübel, sind nicht mehr aufzufinden. Das Kupfervorkommen in den Klüften des Granitporphyrs von Bielows beschrieb Verf. früher (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1903, 471; Verh. d. geol. Reichsanst. 1909, No. 13: Über permische Kupfererze Nordböhmens.). Verf. fand auch die von ROSICKY angegebenen (Bull. intern. d. sci. de Bohême. 1906) Minerale Cuprit und Tirolit.

	I.	Ia.	III.
SiO ₂	47,36	55,70	46,75
TiO ₂	—	0,08	—
Al ₂ O ₃	20,94	26,87	15,92
Fe ₂ O ₃	5,37	0,38	5,09
FeO	9,12	—	9,71
MgO	3,08	0,70	7,82
CaO	7,06	8,45	8,70
Na ₂ O	4,07	6,12	2,80
K ₂ O	0,87	0,34	1,17
H ₂ O Glühverlust	1,70	1,42	2,20
P ₂ O ₅	0,50	0,04	0,37
S	0,02	0,08	0,02 SO ₃
Sa.	100,09	100,95	100,55
s	54,2	—	50,6
a	3	—	3
c	5,5	—	4,5
f	11,5	—	12,5

I. Gabbro von Deschney (Anal. C. v. JOHN).

Ia. Plagioklas aus demselben C. GRAMSE (Berlin).

II. Grünschiefer von Plaßnitz (Anal. C. v. JOHN).

C. Hlawatsch.

A. Spitz: Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbühler Alpen. (Min.-petr. Mitt. 28. 497—534. 1909.)

Die beschriebenen Gesteine wurden von OHNESORGE bei der geologischen Aufnahme der Kitzbühler Alpen gesammelt. Nach seinen Angaben treten zwei Gruppen basischer Gesteine in den „Wildschönauer Schiefer“ der Kitzbühler Alpen auf: die eine ist auf die Gegend von Kitzbühl beschränkt und besteht aus grünen und violetten Schichten, die als Effusivdecken und deren Tuffe gedeutet werden, die anderen, bei Kitzbühl und Leogang auftretenden, scheinen unterhalb der ersteren isolierte Vorkommen nicht genauer bestimmbarer Lagerungsform zu bilden. (Im östlichen Teile, bei Leogang, scheinen Lager vorzuliegen. In der Mitte zwischen beiden Gebieten liegt das kleine des „Bischof“.) Verf. unterscheidet Monzonitdiabase (mit mehr körniger Struktur und gleichem Grad von Idiomorphismus bei Feldspat und Pyroxen und einem Gehalt an flecken- bis saumförmigen oder als Interstitienfüllung auftretenden Kalifeldspat), quarzführende Monzonitdiabase (mit mikropegmatitischer Verwachsung von Quarz und Feldspat), echte Diabase und Diabasporphyrite, Hornblendediabas (Proterobas), Olivindiabas und Hornblendepikrit. Im Glemmtal (oberes Saalachtal) treten Diabase und Diabasporphyrite auf, welche bei der Verwitterung eine hellgrüne oder graue Farbe annehmen, während die anderen Gesteine dunkel sind, erstere nehmen vielleicht ein etwas höheres Niveau ein. Die quarzhaltigen Monzonitdiabase sind auf die Gegend von Leogang beschränkt. Alle Gesteine sind stark umgewandelt durch die Bildung von Chlorit und Uralit auf Kosten der Pyroxene, Uralit, Glimmer, Chlorit, Epidot auf Kosten der Feldspate, welche, von Kalifeldspat abgesehen, immer nur durch Albit vertreten sind; Leukoxen auf Kosten von Ilmenit oder Titanomagnetit. Regional ist bald der Pyroxen völlig zerstört, bald nur der Feldspat (letzterer im Glemmtal, ohne Rücksicht auf die Gesamtzusammensetzung). Auch ein nicht unbeträchtlicher Calcitgehalt ist vorhanden. Verf. führt die Umwandlung auf den Beginn einer Metamorphose zurück, wobei eine den kristallinen Schiefer entsprechenden Mineralführung entstand, ohne daß es zur Ausbildung deren typischer Struktur kam. Analysen siehe am Schlusse.

I. Gesteine der tieferen (?) Serie.

a) Quarzführende Monzonitdiabase. Fein bis grobkörnige Gesteine. Sechs verschiedene Vorkommen werden hiezu gerechnet, von denen eines (von Kote 782 bei Stat. Saalfelden) erhaltenen Feldspat und Pyroxen zeigt, ein anderes, vom Glemmtaleingang bei Saalhof, große erhaltene Pyroxene bei zerstörtem Feldspat, aber deutlichem Mikropegmatit. Die übrigen (Rücken zwischen Saubach und Schwarzbach, Arzbachtal, Saaletal bei Miesberg und Riederberg, Leogangtal) könnten einem Lager angehören.

Ilmenit tritt in Skeletten auf, Apatit in langen Nadeln. Der Pyroxen mit Diallag-Spaltbarkeit, hat, wie alle erhaltenen dieser Gesteinsgruppe,

sehr kleinen Achsenwinkel, gelbliche Farbe. Bei seiner Umwandlung entsteht u. a. Pennin, Calcit und eine gelbgrüne Hornblende. Der in Flecken im Albit (bei // Orientierung) und neben letzterem in pegmatitischer Verwachsung mit Quarz auftretende Kalifeldspat [der Beschreibung nach Orthoklas, diese Bezeichnung wird vom Autor vermieden] ist bald optisch + bald —, stellenweise ist eine Umwandlung in schachbrettalbitähnliche Bildungen zu beobachten. Struktur divergentstrahlig. (Da an der Zusammensetzung des Mikropegmatits Kalifeldspat teilnimmt, ist dieser wohl sicher von Myrmekit nach der Becke'schen Auffassung verschieden.)

b) Quarzfreie Monzonitdiabase. Fein-, mittel- und grobkörnige Gesteine vom Spielberg-Sattel, Bischofjoch, Weißenbachtal bei Ellmau, Leogang und vom linken Glemmtalgehänge.

Bei einigen Varietäten wiegt Kalifeldspat vor, bei anderen Albit, bei mehreren sind die Feldspate zerstört, die Zuweisung erfolgte wegen des Idiomorphismus der großen Pyroxene, welche eine Andeutung porphyrischer Struktur verursachen.

In paralleler Verwachsung, teils randlich, teils in Flecken im Innern des Pyroxens, tritt eine braune Hornblende auf; dieselbe findet man auch in Gesellschaft von Chlorit, farbloser Hornblende, jüngerem Albit und einem Titanmineral in Hohlräumen des Pyroxens. Bräunlichgrüne, grüne und farblose Hornblende (letztere beiden dem Uralit entsprechend) finden sich ebenfalls als Umwandlungsprodukte des Pyroxens, dessen vollständiger Zerfall ein Gemenge von Chlorit, Calcit, Epidot, Leukoxen, Biotit, kleinen Erzkörnchen, neben viel farbloser und bräunlichgrüner Hornblende liefert. Die Lichtbrechung nimmt von der braunen gegen die farblose Hornblende ab. Die Umwandlung in Chlorit kann auch ohne das Zwischenstadium der Hornblende stattfinden. Der Chlorit steht zumeist dem Pennin nahe. Die Uralitisierung geschieht offenbar auch auf Kosten des Feldspates, der ziemlich stark in glimmerige Substanzen umgewandelt ist, und zwar Albit stärker als Kalifeldspat. Letzterer zeigt eine wolkige, wahrscheinlich durch Zwillingsbildung bedingte Auslöschung, er bildet Ränder um die älteren Albite, wird aber selbst stellenweise von jüngerem Schachbrettalbit verdrängt. Wasserheller, jüngerer Albit füllt auch Sprünge des Gesteins aus. Bei den Feldspateinsprenglingen ist das Auftreten Bavenoer Zwillinge bemerkenswert.

c) Diabase und Diabasporphyrite. Von ersteren sind Vorkommen vom Leogangtal, vier vom Glemmtal, je eines von der Trattenbachmündung bei Fieberbrunn und vom Maierhofengraben bei Maishofen erwähnt, von letzteren Vorkommen von Maishofen (zwischen Kirchham und Saalhof), drei aus dem Glemmtal, und ein fast vollkommen in Hornblende umgewandeltes Gestein von der Ecke zwischen Glemm- und Saaletal genannt. Die Pyroxene zeigen nur in den porphyrischen Gesteinen als Einsprenglinge einen gewissen Grad von Idiomorphismus, sonst sind sie gegen die Albitleisten xenomorph. Bei dem vollständig umgewandelten Gestein wird ein sehr feinkörniges Gemenge von trüben Substanzen, Chlorit, Feldspat, Quarz und Glimmer von farblosen Hornblendenädelchen durchspickt.

d) Hornblendediabas (Proterobas). Arracher Graben, nördlich vom Bischofsjoch. Der Pyroxen, der im übrigen dem von a) gleicht, zeigt randlich und auf Sprüngen Umwandlung, bzw. Parallelverwachsung mit einer braunen Hornblende, welche ihrerseits wieder von Flecken einer tiefgrünen Hornblende durchsetzt ist. Die erstere bildet aber auch selbständige, idiomorphe Kristalle. Biotit ist noch manchmal erhalten. Zu erwähnen sind Anhäufungen dicker, großer Apatite.

e) Olivindiabas. Bei Kote 1095 m, südlich der Hartkaseralpe, Weißenbachtal bei Ellmau. Die Feldspate sind meist ganz umgewandelt. In Hohlräumen des Pyroxens tritt, z. T. idiomorph begrenzt, braune, von schwächer lichtbrechender grüner und von Chlorit umgebene Hornblende auf. Den Olivin vertritt Serpentin in wenigen, umfangreichen Aggregaten mit Gitterstruktur.

f) Hornblendepikrit. Arracher Graben zwischen Bischof und Bischofsjoch. Im wesentlichen aus parallel gelagertem Chlorit und Hornblende bestehendes Gestein. Letztere bildet buchtige Körner und seitlich gut begrenzte, große Individuen, die von Flecken dunkelgrüner¹, hellgrüner und farbloser Hornblende durchsetzt ist. Bald scheinen diese den inneren Teil, bald die Fortwachsung zu bilden und dürften wohl durch Umwandlung aus der braunen hervorgegangen sein. Hohlräume, die von Chlorit und Serpentinfasern, winzigen Leukoxen(?) - Körnchen und einem glimmerähnlichen, optisch — Mineral (Muscovit oder Talk?) erfüllt sind, faßt der Autor als Pseudomorphosen nach Olivin auf. Apatit tritt gelegentlich in sehr breiten Individuen auf.

II. Decken im Hangenden der Monzonitdiabasvorkommen. Beschrieben ist ein solches, als Proterobasmandelstein bezeichnetes Gestein vom großen Wasserfalle im Weißenbachtal bei Ellmau. Granes, poröses Gestein mit Spuren einer Schieferung. Die dunklen Gemengteile (Pyroxen, Biotit und eine braune Hornblende) sind ziemlich gut erhalten, letztere in gut idiomorphen Kristallen. Neben dieser tritt aber auch, teils in selbständigen Kriställchen im Chlorit, teils in Parallelverwachsung mit Pyroxen eine blaugrüne Hornblende mit $c:\alpha' = 10^\circ$, α' tief blaugrün, γ' hellgrünlichgelb, auf. Verf. stellt dieselbe zu der Arfvedsonitreihe, sie dürfte wohl mit der von BECKE vom Lämmerbüchl im Duxertal beobachteten nahe verwandt sein, wenngleich die optische Orientierung nicht recht damit harmonieren will: optisch —, ein Schnitt $\perp$ auf die Bisektrix zeigt gerade Auslöschung; $\beta - \alpha$ 0,002. Das Grundgewebe besteht aus einem Mosaik von sekundärem Albit, Chlorit und Calcit, in demselben wurde auch ein als Anatas(?) angesprochenes einachsiges Mineral gefunden; Apatit ist auffallend reichlich vorhanden. Die Mandeln zeigen am Rande der aus Calcit (mit Zwillinglamellierung) bestehenden Füllung Chlorit, Glimmerminerale, radialfaseriges Albit und ein wahrscheinlich der Amphibolfamilie angehöriges faseriges Mineral. Als jüngsten Gemengteil

¹ $c:\gamma = 17\frac{1}{2}^\circ$, also von der unten erwähnten blaugrünen wohl unterschieden. Oder sollte eine durch die tiefe Färbung sehr leicht erklärliche irrtümliche Charakterbestimmung bei letzterer vorliegen?

bezeichnet Verf. den Pyroxen. Ein Umwandlungsprodukt dieses Gesteins ist ein stark geschieferter, aus Fasern von Pennin, farbloser Hornblende, Körnern wasserhellen Albits, ferner Muscovit, Quarz, Epidot, wenig Apatit und Leukoxen bestehender Albitchloritschiefer vom Gaisstein; ein anderes, ein dichter, an Albit ärmerer Epidotchloritschiefer, in dem noch Reste verwilligter Feldspate erhalten sind, vom Hartkaser.

Ein stark gefältetes, grün und violett gebändertes Gestein aus dem Withaler Graben, aus Zonen von Glimmerschüppchen, trüben Substanzen und Quarzkörnchen mit Erz, Leukoxen und Chlorit bestehend, wird als Tuff angesehen, ein großer, schief zur Schichtung stehender Albit und einige Epidothaufen als Reste von Feldspat, bezw. Pyroxenindividuen. Eine Zone besteht aus Quarz und einem an Schachbrettalbit erinnernden Feldspat. Eine feine Kreuzfältelung zeigt den Beginn von Clivage an.

	I.	II.
Si O ₂	49,86	48,5
Ti O ₂	0,69	0,7
Al ₂ O ₃	13,01	16,59
Fe ₂ O ₃	13,78	7,13
Fe O		
Mg O	3,50	7,47
Ca O	7,26	11,50
Na ₂ O	4,00	2,36
K ₂ O	1,66	0,44
H ₂ O	2,08	2,70
P ₂ O ₅	0,38	0,24
CO	3,23	1,65
Sa.	99,45	99,28
s	58,3	54,2
a	3,5	1,6
c	1,9	4,6
f	14,6	13,8
n	7,9	9
k	0,90	0,94

I. Monzonitdiabas aus dem Weißenbachtal bei Ellmau, 500 m westlich von Kote 1089, westlich Frauenwalden.

II. Hornblendediabas vom Bischofsjoch. C. Hlawatsch.

W. Hammer und C. v. John: Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. (Jahrb. geol. Reichsanst. Wien. 59. 691--732. 1909.)

Die Arbeit behandelt die granitischen, gneisartig struieren Gesteine der Ortlergruppe und der benachbarten Teile der Ötztaler Alpen. Diese Gesteine nehmen nach der neueren, vom ersten Verf. besorgten Aufnahme einen bedeutend größeren Raum ein als in jener STACHE's. Die geologisch-

petrographische Beschreibung stammt von W. HAMMER, die chemischen Analysen und deren Berechnung von C. v. JOHN.

Die wichtigsten Massive, bzw. Lager sind: Die Münstertaler Gneismasse, der Augengneis des Hohen Angelus, der Granodiorit von Gomagoi, dazwischen mächtige Lager am Ciavalatschkamm, ein am linken Etschtalgehänge von Spondinig bis Schlanders sich hinziehendes Lager, und die Gneismasse von Plawen. Einige Lager von Granitgneis finden sich auch in der Zwölferspitzzgruppe und im Matschertal.

Der größte Teil dieser Gesteine ist als Augen- und Flasergneis zu bezeichnen, ihr wesentlichstes Merkmal ist das Auftreten von Augen oder Linsen, aus Karlsbader Zwillingen von Mikroklinperthit (seltener Orthoklas) bestehend, wodurch eine lentikuläre Textur bewirkt wird. Im übrigen waltet Muscovit gegen Biotit bedeutend vor, Sericit (auf den Schieferungsflächen), reichlicher Quarz, auch ein Albit-Oligoklas ist stets vorhanden. Die Struktur zeigt alle Abstufungen von nahezu richtungslos-körnig bis zu feinsten „Kristallisationsschieferung“.

a) Augengneis der Laaser Gruppe (Angelus-Augengneis) und des Ciavalatschkammes. Sie entsprechen großenteils den oben angegebenen allgemeinen Charakteren, die Mikroklinaugen, bzw. Linsen häufen sich stellenweise so, daß man mehr von groben Flasern sprechen kann, die Augengneisstruktur tritt auch bei manchen Gneisen des Ciavalatschkammes und des Muranzatales zurück, dieselben Gesteine, sowie einzelne Zwischenlagen von der Tschengelser Hochwand sind fast reine Muscovitgneise, während in dem normalen Angelusgneis der Biotit deutlich hervortritt. Muscovit tritt auch in Plagioklas eingeschlossen auf. Auch der größere Teil des Grundgewebefeldspates ist Mikroklin. Als Seltenheit wurde Myrmekit beobachtet. Apatit und Zirkon sind (nicht reichliche) Übergengenteile. (Anal. I.)

b) Schlanderser Gneis. Weiße bis weißgraue Gesteine mit stark ausgebildeter Kristallisationsschieferung; die Augenstruktur tritt mit Ausnahme des Gneises unterhalb der Zerminigerspitze meist in den Hintergrund. Muscovit, z. T. schwach pleochroitisch, ist der fast allein herrschende Glimmer, Biotit (wenn vorhanden, vielfach in Chlorit umgewandelt) ist selten. Die Schieferung ist oft so fein, daß das Gestein, namentlich auch durch Auftreten von reichlichem Sericit, phyllitischen Charakter annimmt. (Anal. II.)

c) Gneis mit rotem Feldspat. Unterscheidet sich von den vorher beschriebenen Varietäten durch die rote Farbe der Feldspataugen. Er tritt, gewöhnlich durch Übergänge mit dem Augengneis verbunden, in der Nähe der Transgressionsfläche des Verrucano in der Sesvennagruppe und in der Plawener Masse auf. In der letzteren, auf der rechten Seite des Vivanitales, entspricht ihm ein rötlicher, durch grobes Korn pegmatitisch aussehender Muscovitgranit. Bei Dörfel enthält dieser Gneis reichlich Eisenglanz. Anal. III entspricht einem eisenglanzfreien Gneis von letztgenanntem Fundorte.

d) Grauer Gneis des Münstertales und von Plawen. Die tieferen Teile des östlichen Flügels der gewölbeartigen Münstertaler Masse und der

Plawener Masse werden von einem biotitreichen, grauen Augengneis gebildet, dessen hangende Partien einerseits in die Laaser Gneise, anderseits in den feinkörnigen Muscovitgranit von Krippenland übergehen; in der Plawener Masse sind Übergänge zu beobachten in den „Porphygranit“; einzelne Lagen als Gebiete stärkeren Druckes verlieren die Augenstruktur, werden stark geschiefert, sericit- und quarzreich (bei Schleis), und nehmen den Habitus von Muscovitglimmerschiefern oder von Phylliten an, so die von LACHMANN (Der Bau des Jackel im Obervintschgau. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österreich-Ungarns und des Orients 21. 1908) als Epigesteine abgetrennten phyllitischen Gesteine vom Bergeck südlich von Dörf. Von Eigentümlichkeiten der Mineralkomponenten ist das Fehlen der Mikroklinitgitterung und der perthitischen Streifen in mehreren Varietäten des Augengneises, die Umwandlung des Biotits in Chlorit und die geringere Menge des Kalifeldspates in den schieferig-flaserigen Lagen der Plawener Masse zu erwähnen; manche derselben führen fast Oligoklas allein. Ein Calcitgehalt dürfte durch Umwandlung basischer Feldspäte entstanden sein. Verf. wendet sich gegen die Abtrennung der mehr glimmerschiefer- und phyllitähnlichen Lagen und ihre Zuweisung zu den Epigesteinen, wie dies LACHMANN tut, da es sich hier nur um Regionen verstärkten Druckes in einem sonst zusammengehörigen Massive handelt. Dem normalen Gesteine von Laatsch¹ entspricht Anal. IV.

e) Biotitaugengneise des mittleren (und unteren) Vintschgaues. Zu diesen gehören die Gneislager, welche im Liegenden des östlich von Schlanders sich bergwärts ziehenden Schlanderser Gneises bei Latsch¹-Goldrain aus dem Talboden erheben und das untere Schnalsertal durchqueren. Sie zeigen Flasern von Quarz einerseits, Glimmer und Feldspat (Oligoklas) anderseits, dazwischen liegen die in Körner aufgelösten Kalifeldspataugen. Biotit tritt außer in den obigen Flasern auch als Porphyroblast, häufig quer gegen die Schieferung gestellt, auf. Letztere Biotite sind öfters in Chlorit unter Sagenitbildung umgewandelt. Verwandte Gesteine mit reichlicherem Biotit treten am Scheibenkopf im Suldental (Biotitblättchen auf den Schieferungsflächen), ferner im Gebiet des Zwölferspitzes westlich des Haidersees (schlieren- und streifenförmig verteilter Biotit) auf. Eine biotitreiche Randzone zeigt der den Muscovitgraniten nahestehende Gneis von der Craist'alta. Die biotitreichen Typen von der Schlucht des Schnalsertales sind von G. HRADIL (Jahrb. geol. Reichsanst. 59. 669) beschrieben. (Anal. VI.)

Porphyroidgneis. Gesteine mit sehr feinkörnigem Grundgewebe, stark kataklastisch, mit kleinen Einsprenglingen von Quarz, der mitunter noch die Dihexaederform erkennen läßt, mitunter auch von Feldspat (Kryptoperthit?), treten am Liegendrande des oberen Flaserigneislagers bei Talatsch (nördlich von Schlanders), im Hangenden des Gneises am Sarnestabach gegenüber Taufers (Feldspateinsprenglinge makroskopisch nicht erkennbar), am Tellakopf oberhalb Taufers (sehr stark klastisch),

¹ Laatsch und Latsch sind zweierlei Orte.

bei St. Peter und an der Ostseite des Rauschecks nördlich von Eysers und an der Ostseite des Agumserberges auf. Sie sind stets nur Randfazies des Flasergneises. Sekundär führen sie Calcit und Epidot. (Anal. VII.)

Porphyrrgranit. Richtungslos körnige, allotriomorphe Gesteine, Quarz und Feldspat einerseits, Glimmer andererseits häufig zu Nestern vereinigt. Der Feldspat der grobkörnigen Grundmasse ist vorwiegend Oligoklas und Albit (mit Anthipertitispindeln), die rötlichen oder grauen, porphyrisch hervortretenden Karlsbader Zwillinge mit Andeutung von Kristallform sind Mikroklin und Mikroklinperthit (mit Myrmekiträndern), der Glimmer wird einmal als vorwiegend Biotit (vielfach in Chlorit umgewandelt), einmal als vorwiegend Muscovit angegeben. Einzelne Varietäten zeigen bereits Zeichen von Flaserung. Hierher gehört das Gestein vom Sesvennagipfel, vom Scharljöchl, von der rechten Seite des Schlinigtals, in größerer Masse an der Plawener Alpe und am Großhorn. In letzterem Gestein tritt Mikroklin auch in der Grundmasse auf. Granat findet sich im Granit vom Sesvennakopfe (Anal. VIII u. V).

Tonalitische Gesteine der Münstertaler Gneismasse. Linsenförmige Einlagerungen am Südhang des Valdaschlikopfes, am Spundeneck und bei Lutaschg im Schlinigtal. Mittel- bis grobkörnige Gesteine mit massiger bis schieferiger Textur, dunkle Gemengteile porphyroblastisch durchwachsen. Die Gemengteile, nach ihrer Menge geordnet, sind: Oligoklas, Quarz, helllauchgrüne Hornblende (Prismenzone idiomorph), brauner Biotit, Granat (in größerer Menge beim Dorfe Schlinig), Titanit, Titaneisen, Apatit. Sekundär sind Glimmer und Zoisit aus Plagioklas entstanden. Als akzessorische Gemengteile kommen Muscovit und Orthoklas hinzu. (Nach der Analyse müßte eine größere Menge dieser beiden Mineralien vorhanden sein.) Einige basische Konkretionen sind besonders hornblende-reich. Die mehr geschieferten Arten sind reicher an Quarz und Biotit und bilden Übergänge zu Biotit- und Zweiglimmergneis. (Anal. IX.) Vielleicht verwandt mit obigen Gesteinen ist eine feinkörnige, richtungslos-körnige, grün und weiß gesprenkelte Lage am Weg von Eysers nach Tannas, aus Albit, wenig Quarz (als Myrmekit), Chlorit, Leukoxen, Titaneisenresten und sekundärem Calcit bestehend.

Gomagoier Granodiorit. Ein hypidiomorph-körniges, als Kern der in die „Angelus-Augengneise“ allmählich übergehenden Masse des Gomagoier Granites zu betrachtendes körniges Gestein findet sich nur zwischen den beiden Brücken der Trafoier Straße, östlich oberhalb derselben. Es besteht im wesentlichen aus Feldspatkristallen mit Andeutung von kristallographischer Begrenzung, nesterweise auftretendem blauen Quarz und lauchgrüner Hornblende, in deren Begleitung auch Biotit sich findet. Der Feldspat ist mit Glimmer und Zoisit erfüllt, seine Reste sind Albit-Oligoklas. Daneben finden sich Mikroklinkörner. Die flaserigen Varietäten zeigen deutlicher hervortretende Feldspataugen, deren Substanz basischer (Oligoklas-Andesin) ist, daneben wird perthitischer Kalifeldspat häufiger. Hornblende weicht ganz dem Biotit; nur in einer schieferig-schuppigen, basischen Grenzfazies des Granodiorits ist sie wieder in

größerer Menge vorhanden. Auch basische Konkretionen finden sich. Im Hangenden erscheinen am oberen Nordhang des Zumpanell stark zerquetschte Gneise mit Quarzfasern und -aggregaten, Sericit, Calcitnestern, Zoisit und Plagioklas. (Anal. X.)

Kleinkörniger Muscovitgranit und -granitgneis. Das Hauptvorkommen dieser Gesteine, welche bei richtungslos-körniger Struktur wesentlich aus stark verzahntem Orthoklas, Quarz, Muscovit und zurücktretendem Albit-Oligoklas zusammengesetzt ist (als akzessorischer Gemengteil ist Eisenglanz zu erwähnen), ist die Basis des Sterlexkammes und der Kamm des Arundakopfes zwischen Tellajoch und dem Sattel zwischen Arundakopf und Piz Koschteras. Der Muscovitgehalt steigt mit zunehmender Schieferung und es bilden sich Übergänge in Muscovit-Sericitgneis und Muscovitglimmerschiefer (Basis des Sterlexkammes), sowie in weit verbreitete Muscovitgneise, welche sich stellenweise durch Augenstruktur den Schlanderser Gneisen nähern. Am Kamm zwischen Piz Plazer und Sesvenna treten kleinkörnige Aplitgneise auf. Den Muscovitgneisen dieser Gruppe ähnliche Gesteine sind auch am Schafspitz der Laaser Gruppe (hier auch rutil- und turmalinführend) und im Matschertal zu finden; kleinkörnige Muscovitgranite bilden die Fortsetzung des pegmatitischen Muscovitgranites von der rechten Seite des Vivanitales über den Bergkamm hinüber und streichen bis Pedroß im Langtaufertal und erscheinen in mehreren Lagern weiter östlich im Rieglbachtal am Ochsenberg; ferner finden sich noch ähnliche Gesteine am Graunerberg und in der Rojener Berggruppe (Anal. XI).

Ursprung und Umwandlung. Diese Gesteine geben sich sowohl durch die chemische Zusammensetzung wie durch die deutliche porphyrische Struktur der meisten Formen als Eruptivgesteine zu erkennen; die der Augengneise wird als blastoporphyrisch bezeichnet. Die Einwirkung des Druckes äußert sich in der mechanischen Deformation anfangs durch Kataklaste (Mörtelstruktur) und poikiloblastische Struktur, in den stärker geschieferten Gesteinen durch das Auftreten von Kristallisationsschieferung; in der mineralischen Umbildung durch Zunahme des Quarz- und Muscovitgehaltes auf Kosten des Kalifeldspats, des Muscovits und Chlorits auf Kosten des Biotits, der seinerseits wieder an Stelle der Hornblende tritt. Calcit bildet sich dabei auf Kosten des Kalkfeldspats. Auch das Vorwiegen des Mikroklinus setzt Verf. auf Rechnung des Druckes. Die oben erwähnte Anreicherung an Quarz gibt sich durch einen auffallend hohen Wert von k in der OSANN'schen Berechnung kund (s. Anal.).

Chemisch teilt Verf. die Gesteine in drei Gruppen: 1. Augengneise der Laasergruppe, Ciavalsatsch, Schlanders, den Gneis mit rotem Feldspat, den Porphyroidgneis, die Porphygranite, 2. die grauen Münstertaler Gneise und die Biotitaugengneise, 3. die Granodiorite.

In der Einteilung nach GRUBENMANN gehören die Gesteine zu denen der Meso-Gruppe, und zwar 1 und 2 zu den Mesoglimmeralkalifeldspatgneisen, die Granodiorite zu den Mesohornblendebiotitplagioklasgneisen. Im allgemeinen zeigen die Gesteine keine scharfen gegenseitigen Grenzen, nur die tonalitischen Einlagerungen heben sich deutlicher ab.

Tabelle, mit Auslassung der Molekularprocente, Atomzahlen und einiger weniger wichtigen Gruppenwerte
(A, C, F, m [= 10 — M]), Si-Atomzahlen.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
SiO ₂	74,63	75,48	77,30	67,30	77,26	70,90	72,40	73,84	61,36	63,10	74,72
Al ₂ O ₃	13,48	13,98	11,64	16,80	11,66	13,34	15,20	13,60	16,70	16,40	13,82
Fe ₂ O ₃	1,09	0,84	1,54	1,80	1,18	2,71	1,14	1,47	2,00	2,77	1,42
FeO	1,23	0,86	1,76	1,76	1,42	2,51	0,95	1,47	5,58	4,80	1,07
MgO	0,36	0,19	0,14	0,85	0,40	1,26	0,49	0,43	2,70	1,68	0,18
CaO	0,88	0,70	0,90	2,34	0,46	1,74	1,06	1,00	5,52	4,94	0,91
Na ₂ O	2,82	2,15	1,83	2,68	3,10	2,95	3,56	2,16	2,21	2,44	2,48
K ₂ O	5,20	4,64	4,14	4,51	4,64	3,48	3,59	5,25	3,01	2,40	4,82
S	0,01	0,02	0,05	0,01	0,02	—	0,02	0,04	0,01	0,25	0,28
P ₂ O ₅	0,38	0,28	0,25	0,31	0,31	0,34	0,21	0,22	0,24	0,26	0,01
Glühverl.	0,52	1,14	0,94	1,76	0,42	1,18	1,70	0,90	1,16	1,24	0,93
Sa.	100,60	100,28	100,49	100,12	100,87	100,41	100,32	100,38	100,49	100,28	100,64
s	81,2	82,9	83,7	75,5	82,9	77,3	79,6	80,8	67,2	69,8	81,6
a	13,0	13,5	11,0	9,0	13,0	7,5	12,5	11,5	4,0	4,5	12,5
c	2,0	2,0	2,5	4,0	1,0	3,0	2,5	2,5	5,5	6,0	2,5
f	5,0	4,5	6,5	7,0	6,0	9,5	5,0	6,0	10,5	9,5	5,0
M	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—
T	1,0	2,7	1,5	2,2	0,3	1,1	1,8	1,6	—	0,5	1,8
k	1,84	2,28	2,46	1,62	1,95	1,77	1,75	1,94	1,33	1,49	2,01
n	4,5	4,2	4,0	4,8	5,0	5,6	6,3	3,8	5,3	6,0	4,3
Si-Sättigungsgrenze	58,0	58,1	57,1	55,6	58,4	55,8	57,7	57,5	51,4	51,6	57,7

- I. Augengneis vom Hohen Angelus (Blockhalden).
- II. Augengneis oberhalb Schlanders, Steinbruch oberhalb des Dorfes.
- III. Augengneis oberhalb Dörfel (Gneis mit rotem Feldspat). Alle drei Gesteine stimmen mit Typus Hauzenberg für Granit, (liparitischer Typus Kastel) überein.
- IV. Augengneis von Laatsch (typischer grauer Gneis). (Granittypus Katzenfels, liparitischer Typus zwischen Crater-Lake und Peoqoup-Paß, entsprechend Quarzhypersthenporphyrit Elbingerode.)
- V. Augengneis von der Plawener Alpe (Felsrücken neben der Alpehütte, dem Porphyrgneis entsprechend). (Granittypus Quincy, am nächsten dem Albanygranit oder dem Li-Granit von Eibenstock, liparitischer Typus Cerro de las Navajas.)
- VI. Augengneis von Latsch, Steinbruch östlich Tiß (Biotitaugengneis). (Granittypus Katzenfels, Tonalittypus Brixen.)
- VII. Porphyroidgneis von Talatsch. (Granittypus Hauzenberg, liparitischer Typus Kastel.)
- VIII. Porphyrgneis des Piz Sesvenna. (Dieselben Typen wie VII.)
- IX. Granodioritgneis (Tonalitgneis) vom Valdaschlikopf, hornblende- und biotitführend. (Typus Butte oder Brush-Creek.)
- X. Granodiorit von Gomagoi. (Typus Dognácska, Tonalit Aviosee, Biotitgranit Rowlandvill Cecil Co.)
- XI. Muscovitgranit vom Avignotal, Gehänge des Krippenland-Arundakopfammes. (Typus Hauzenberg.)

Was die Lagerungsform der Gneise anbelangt, so bilden nur jene des Münstertales eine größere geschlossene Masse, die im Norden durch eine Störungslinie (Schliniger Linie) begrenzt wird, im Westen unter die jüngeren Sedimente taucht, nur im Süden das Hangende erkennen läßt, wo sie vom Phyllitgneis konkordant überlagert wird, bzw. in kleineren Lagern mit ihm wechsellagert. Auch die Tonaliteinlagerungen zeigen konkordante Schieferung. Die Muscovitgranitmasse bildet gewissermaßen das Zentrum dieses Gebietes. Die übrigen Gneise bilden durchwegs Serien konkordanter Lager, nur am Gehänge des Vertainspitzes wurde durchgreifende Lagerung beobachtet. Im großen und ganzen halten sich diese Augengneise an die Grenze zwischen Phyllitgneis und Glimmerschiefer, wenn auch mehrere kleine Ausnahmen vorhanden sind. Auf Grund der porphyrischen Struktur (die namentlich in den Porphyroidgneisen durch das Auftreten von ursprünglichen Bruchflächen an den Quarzkristallen auf Effusivgesteine hinweist), der Lagerungsform, dem Fehlen jeden Kontakthofes, sowie dem mehr an Liparite erinnernden Kieselsäuregehalt ist Verf. geneigt, die Mehrzahl der beschriebenen Gesteine für umgewandelte Effusivgesteine zu halten, nur die tieferen Teile der Münstertaler Masse und die Granodiorite dürften intrusive Nachschübe vorstellen. Die zahlreichen übereinander lagernden Decken der Augengneise vergleicht Verf. mit denen des Bozener Quarzporphyrs. Die Zeit der Eruption wird nach oben begrenzt durch

die Arkosen des Verrucano, die sich aus dem Detritus dieser Gesteine bildeten; je nach dem Alter, welches man diesen zuweist, ist die Eruption präpermisch oder prätriadisch zu nennen. Eruptionszentren denkt sich Verf. in der Münstertaler Masse, im Gebiet des Angelus, eventuell auch in der Plawener Masse.

Die Verteilung der Gesteine und ihre Tektonik wird durch eine kleine beigegebene Kartenskizze und mehrere in obiges Kapitel eingeschaltete Profile veranschaulicht.

Verf. führt vergleichsweise noch die von OHNESORGE als Decke beschriebenen Schwazer Augengneise, sowie das Rofnagestein an.

Der zweite Teil, von C. v. JOHN, enthält die Analysen der Gesteine, ihre Berechnung nach OSANN und Diskussion. **C. Hlawatsch.**

W. Hammer: Ein Nachtrag zur Geologie der Ortleralpen. Magnesit am Zumpanell und Stiereck. (Verh. geol. Reichsanst. 1909. 199—204).

Die vom Verf. als Zumpanellinie bezeichnete Verwerfung, an welcher die Triasgesteine des Ortlerkammes in die Tiefe geschleppt sind, läßt sich auch auf der rechten Seite des Suldentales verfolgen, wenngleich die Triasgesteine selbst dort meist fehlen und nur die Phyllite und Glimmerschiefer sich zwischen die Gneisphyllite einschieben. Am Stiereckkamm selbst treten aber im Phyllit 3 Lager von grauem oder gelblichem, pyritführendem Dolomit auf, 2 südlich des Kammes mit NW.-Fallen, eines nördlich mit SO.-Fallen. Der mittlere Zug ist mittelkörnig kristallinisch. Diese „Dolomite“ werden von gelber Rauchwacke, welcher unter den Dolomit einfällt, begleitet, zwischen beide ist ein dünnbankiger, grauer Dolomit mit tonig sericitischem Belag eingeschaltet. Diese Dolomite haben große Ähnlichkeit mit dem „Eisendolomit“ des Zumpanell, bei welchem aber ein rauchwackeähnliches Gestein (zwischen den beiden Schäferhütten) im Hangenden auftritt. Verf. schließt daraus, daß sich die Lager am Stiereckkamm in überkippter Lagerung befinden. Die unregelmäßige Lagerung dort spricht für eine schuppenartige Aufeinanderfolge. Am Zumpanell ist der „Eisendolomit“ in engem Zusammenhange mit dem liegendsten Teile des Triasdolomits und greift schlierenförmig in denselben ein. Der Eisendolomit ist sonach durch Umwandlung der untersten Partien des Triasdolomits aus demselben hervorgegangen, wahrscheinlich spielte dabei die Pyritführung eine Rolle. Pyritführende Dolomite finden sich auch an mehreren Stellen des Ortlergebietes im Hangenden des Verrucano, die Sericitphyllite im Suldentale sind ebenfalls reich an Pyrit.

Nach den folgenden Analysen stehen die „Eisendolomite“ dem Magnesit, bezw. Breunerit nahe, grobspätige, weiße Adern und Nester in demselben, welche namentlich am unteren Ende des östlichen Lagers ein Blatt bilden, nähern sich schon stark reinem Magnesit.

	I.	II.	III.
MgCO ₃	76,27	67,10	79,55
CaCO ₃	5,44	24,19	13,95
FeCO ₃	16,68	7,89	(3,04 Fe ₂ O ₃)
in Säuren unlöslich .	1,60	1,15	—
Al ₂ O ₃	—	—	1,01
SiO ₂	—	—	0,11
Sa.	99,98	100,33	97,66

I. Kristallines Gestein vom mittleren Lager des Stiereckkammes.

II. Eisendolomit des Zumpanell (I. und II. Anal. EICHLEITER).

III. Weißes, grobspätiges Gestein vom unteren Ende des ostseitigen Lagers am Zumpanell (Anal. D. MIKUSCH). C. Hlawatsch.

M. Kišpatić: Jüngere Eruptivgesteine im nordwestlichen Teile Kroatiens. (Schriften südslav. Akad. 177. Zagreb. 1909. 97—154. Kroatisch mit deutschem Auszuge.)

Von Lepoglava in Kroatien bis Rohitsch in Steiermark, beinahe in gerader Richtung von O.—W., zieht sich eine Zone von Hypersthenandesiten:

1. Podgorje bei Kamenica, nördlich von Lepoglava, wo das Gestein nur in Form von Geröllern vorkommt. Analyse unter I; immer ist H₂O = Glühverlust.

2. Laz, östlich von Lepoglava; Anal. II.

3. Kamenj Vrh, oberhalb Lepoglava; Anal. III.

4. Jesenje, an der Straße Krapina—Bednja.

5. Straža bei Rohitsch, gegenüber von Videna; Anal. IV.

6. Trlično in Steiermark, östlich von St. Rochus; Anal. V.

7. Bach Strahinja bei Krapina in Blöcken.

8. Bistrica Bach nördlich von Ivanac, früher als Diabas angeführt.

Alle diese Gesteine sind von schwarzer Farbe, dichtem, kompaktem Gefüge, fettigem Glanze und porphyrischer Struktur. Die Grundmasse ist hyalopilitisch und führt in wechselnder Menge braunes und blaßgelbes Glas mit Plagioklasleistchen, Augitsäulchen und Magnetitkörnchen. Plagioklase der Grundmasse (oft deutlich fluidal angeordnet) gehören dem Labradorit an. Manchmal erscheint eine dritte Generation von mikrolithartigem Feldspat, der in einem Falle als Andesin erkannt wurde. Das Vorkommen von Hypersthen in der Grundmasse ist sehr wahrscheinlich. Die Plagioklase 1. Generation sind beinahe immer zonar gebaut. Es ist selten, daß sich an einen An-reichen Kern Schalen mit regelmäßigem zunehmendem Ab-Gehalt anschließen. Gewöhnlich finden wir eine mehrmalige Rekurrenz von An-reicheren und An-ärmeren Schalen. Interessante Beispiele finden wir auf p. 126 und 127 an symmetrischen Schnitten von Zwillingen nach Albit- und Karlsbader Gesetz, wo die Auslöschungsschiefen von Kern (= jezgra) und einzelnen Schalen von links nach rechts angegeben sind. Wir finden auch Fälle, wo die Mitte des Durchschnittes die An-

ärmste war und darauf folgten immer An-reichere Schalen (p. 107 Lar). Ob hier das Wachstum wirklich mit einer An-ärmsten Mischung angefangen hat, können wir nicht sagen, da wir nicht wissen, ob hier der Schnitt die Mitte des Kristalles getroffen hat. Die An-reichsten Mischungen wurden an orientierten Schnitten in den meisten Fällen als Bytownit erkannt, und nur in zwei Fällen wurde im Kern Anorthit gefunden. Alle übrigen Mischungen gehören dem Labradorit an. Die Plagioklase führen regelmäßig Glaseinschlüsse mit unbeweglichen Bläschen und außerdem oft Einschlüsse von Augit und Hypersthen.

In stark verwittertem Gestein wandelt sich viel Plagioklas in Skapolith um.

Augit ist diopsidähnlich von kaum merkbarer grüner Farbe. Auslöschungsschiefe ($c : \gamma$) zwischen 43° und 45° . $2V$ (gemessen mit Schraubenmikrometerokular) zeigte Werte: 54° , 58° , $59^\circ 10'$, 61° . Zwillinge sehr verbreitet. Glaseinschlüsse ziemlich selten. Frisch auch in zersetzten Gesteinen, nur in einem Gestein vollständig umgewandelt in ein dichtes Aggregat mit viel Calcit.

Hypersthen in säulenförmigen Kristallen (0,3—2,8 mm) sehr verbreitet. Querrisse und prismatische Spaltbarkeit gewöhnlich. Optisch negativ, der Winkel der optischen Achsen groß (etwa 80°), nur in einem Falle war er kleiner, und gemessen $2V = 60^\circ$. Pleochroismus ist ziemlich schwach; α = gelblich oder graugelblich, β = gelbrot oder orange, γ = grünlichgrau. Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0,0117$, $0,012$, $0,0127$. Als Einschlüsse Glas und Magnetit.

Durch Verwitterung wandelt sich Hypersthen in Iddingsit. Von den Sprüngen und Rissen dringt in den Hypersthen immer weiter ein blätteriges, gelbbraunes Mineral bis zur vollständigen Verdrängung. Dieser Umwandlung unterliegen auch die im Plagioklas eingeschlossenen Hypersthene, und ebenso finden wir in der Grundmasse bis 0,03 mm lange Blätter von Iddingsit als Beweis, daß sich Hypersthen auch in zweiter Generation entwickelt hat. Iddingsit hat eine biotitähnliche Spaltbarkeit. Die Spalt-risse sind immer klaffend. Die Farbe meist dunkelbraun, selten lichtgelb oder grünlich. Pleochroismus stark, bei braunem Iddingsit parallel der Spaltbarkeit dunkelbraun, senkrecht dazu gelbbraun, bei lichtem Iddingsit in denselben Richtungen grünlichbraun und grünlichgelb. Auf den Spaltflächen sieht man den Austritt einer negativen Bisektrix, $2V$ klein, aber nicht meßbar, da die Achsenbilder verschwommen sind. Als Umwandlungsprodukt finden wir im Hypersthen manchmal auch Quarz, Opal, Chalcodon und Carbonate mit oder ohne Iddingsit. Nur in einem Fall wurde eine Umwandlung von Hypersthen in Serpentin und Talk beobachtet.

Apatit ist in Hypersthenandesiten ziemlich selten.

An zwei Punkten sind Gesteine, welche mineralogisch und chemisch Übergänge in Dacit und Liparit bilden. Bei Ves nächst Lepoglava, zwischen zwei Ausbruchstellen von Hypersthenandesit, finden wir eines dieser Gesteine anstehend. Ein ähnliches Gestein ist anstehend bei Jesenje zu treffen. Hier bei Jesenje finden wir außerdem im Tale des Baches

Koprivnica auf einer Strecke, die nicht viel länger als 1 km ist, eine größere Anzahl von zerstreuten Gesteinsblöcken von ziemlich verschiedener Zusammensetzung und Aussehen. Diese verschiedenen Übergangsformen wurden nun hier beschrieben. Die dabei durchgeführte Benennung der Gesteine soll nur andeuten, welcher natürlichen Familie sie am nächsten stehen.

Die hier entwickelten Hypersthenandesite führen neben basischen Plagioklasen bedeutende Menge von Pyroxenen. Sobald wir aber Biotite und Amphibole treffen, finden wir, daß Pyroxene seltener werden und das Gestein wird sauer. Zugleich entwickeln sich Plagioklase und Andesine, die Grundmasse ist felsitisch, und wir haben vor uns verschiedene Formen von sauren Andesiten und Daciten. Durch das Hinzutreten von Sanidin entsteht liparitischer Dacit, der bei körniger Entwicklung dem Granit vollkommen ähnlich wird. Endlich findet man hier Gesteine, die nur Sanidin führen und den Lipariten nahestehen. Es sind hier folgende Formen beschrieben:

1. Hypersthenandesit mit Quarz und Amphibol bei Jesenje. Ein dunkelgraues Gestein mit 2—3 mm großen eingesprengten Plagioklasen. Die Grundmasse ist durch Opal imprägniert, führt etwas Magnetit, kurzstengelige Feldspate (Labradorite) und Säulchen von einem verwitterten Mineral. Alle größeren Plagioklase 1. Generation sind durch Korrosion gerundet und gehören der Labradorit-Bytownitreihe an. Augit ist selten und in kleineren Körnern; frisch. Durchschnitte, wie sie sonst Hypersthen besitzt, sind erfüllt mit Opal und Chalcedon oder mit einer grünlichen Serpentinsubstanz. Von Hornblende wurde nur makroskopisch ein größerer Kristall gefunden. Quarz ist sehr selten und gerundet.

2. Amphiboldacit von Ves, anstehend, zu Grus verwittert. Porphyrisch ausgebildete Plagioklase und Amphibole sind sehr frisch. Plagioklase gehören der Andesin-Labradoritreihe an. Sie führen Glaseinschlüsse ohne, seltener mit Bläschen. Dunkelgrüne Amphibole zeigen an prismatischen Spaltblättchen eine Auslöschungsschiefe von 14—16°. Schmutzigweiße Grundmasse, porzellanähnlich, ist ganz verwittert. Im äußeren Aussehen dem Biotitdacit von Jesenje ganz ähnlich.

3. Biotitdacit von Jesenje, anstehend, schmutzigweiß mit eingesprengtem glasigem Plagioklas und schwarzem Biotit. Die Grundmasse zeigt die vitrophyrische Ausbildung der Liparite mit gelblichen oder farblosen, isotropen, verschieden gewundenen und wie abgeschnittenen Strömen; manchmal sieht man darin winzige Kugeln, seltener Sphärolithe mit schwach doppelbrechenden Fasern (der Länge nach optisch positiv) und äußerst selten Feldspate 2. Generation. Plagioklase 1. Generation mit Glaseinschlüssen mit Bläschen gehören dem Andesin an. Bei den Biotiten beträgt der Achsenwinkel 0—15°. Anal. unter VI.

4. Dacitandesit von Jesenje, stark verwittert. In der mit Opal imprägnierten Grundmasse finden wir eingesprengt Plagioklase (aus der Labradorit-Bytownitreihe mit bläschenführenden Glaseinschlüssen), Augite (selten), Pseudomorphosen von Opal und Chalcedon, manchmal mit Iddingsit nach Hypersthen, braungrüne Hornblende (sehr selten), einzelne

Biotite ($2V = 15-20^\circ$), Quarz in gerundeten Körnern und seitlichen Einbuchtungen von Grundmasse (führt Glaseinschlüsse) und seltene Apatite und Zirkone.

5. Mikrosphärolithischer Dacit von Jesenje. Rötlich-graues, hornsteinähnliches Gestein mit eingesprengtem Plagioklas. Die Grundmasse besteht aus deutlichen, 0,2—0,5 mm großen, gelblichgrauen, entweder an Feldspatkristallen sitzenden, oder freistehenden und dann runden Sphärolithen. Die dazwischenliegende hellere Grundmasse besteht ebenfalls aus radial angeordneten Fasern, die hier etwas dicker, aber in beiden Fällen optisch positiv sind. Plagioklase 1. Generation gehören dem Andesin an und führen Glaseinschlüsse mit Bläschen. Hornblende nur in einzelnen kleinen Kristallen (0,1—0,2 mm). $\gamma = \beta$ = schwarz, α = grünlich-braun. Biotit rötlichbraun. An ausgelösten Blättern war $2V$ selten 0° ; es wurde gemessen $2V = 25, 30, 33$ und 44° . An denjenigen mit größerem Achsenwinkel war β = gelblichrotbraun, γ = dunkelrotbraun. An einem Blatt war die Achsenebene senkrecht gegen eine Pinakoidfläche gerichtet. Gesteinsanalyse unter VII.

6. Dacit (Felsodacit) von Jesenje; dichtes, schwarzes Gestein mit eingesprengtem Feldspat. Die Grundmasse ist trübe, isotrop, nur winzige Partikelchen zeigen Doppelbrechung. Die eingesprengten Feldspate gehören dem Andesin an. Seltene säulenförmige Durchschnitte sind mit Calcit ausgefüllt. Apatit sehr selten. Andere Mineralien sind nicht vorhanden. Analyse unter VIII.

7. Dacit (Felsodacit) von Jesenje; dunkelgraues Gestein mit eingesprengtem glasigem Feldspat. Die Grundmasse besteht aus fluidal angeordneten Feldspatleistchen (0,1 mm lang, 0,01—0,02 mm dick), die sich dem Andesin nähern. Dazwischen liegen unregelmäßige Körnchen, vorherrschend Feldspate (Lichtbrechung etwas schwächer als bei den Leistchen), seltener Quarzkörner. Außer Magnetit finden wir in der Grundmasse gleichmäßig zerstreute, äußerst winzige, doppelbrechende, blaßgelbe oder braungelbe Mineralkörper. Feldspate 1. Generation gehören der Andesin-Labradoritreihe an. Apatit selten. Andere Mineralien nicht vorhanden. Analyse IX.

8. Amphiboldacit (Felsodacit) von Jesenje. Graurötliches Gestein mit glasigem Feldspat. Die reichlich entwickelte Grundmasse ist blaßgrau und isotrop, selten sphärolithisch. Einzelne lichte Partien darin bestehen vorherrschend aus unregelmäßigen winzigen Quarzkörnern, seltener aus ähnlichem Feldspat. Feldspate 1. Generation gehören dem Andesin an. Amphibol ist nicht besonders reichlich. Farbe braun. Einige Durchschnitte, erfüllt mit Chaledon und Quarz, erinnern an Hypersthen.

9. Liparitischer Dacit von Jesenje. Dunkelgraues Gestein mit großem, trübem Feldspat (2—7 mm), etwas kleinerem Quarz und Biotit. Die Grundmasse ist filzig und enthält Körner, seltener Säulchen von Feldspat und Magnetit. Unter den Feldspaten 1. Generation ist Sanidin reichlicher als Plagioklas. Sanidin ist meistens trübe. Der Achsenwinkel = 0° und größer; gemessen wurde $2V = 23^\circ$ und 30° . Einschlüsse von

farblosem Glas mit Bläschen. Plagioklas ist frischer, gehört dem Andesin an; führt braunes Glas mit Bläschen. Biotit ist nicht reichlich; $2V = 0^\circ$, auch größer, einmal $2V = 29^\circ$. Quarz in rundlichen Körnern, führt Einschlüsse von braunem Glas mit Bläschen.

10. Granitischer Liparitdacit von Jesenje. Granit-ähnliches Gestein mit Quarz, Sanidin, Andesin, Biotit und seltenem Apatit. Die Korngröße der Bestandteile fällt von 5 mm gleichmäßig bis 0,75 mm, wobei die feinkörnigen Aggregate eine Art von Grundmasse bilden, ohne daß man dabei einen Unterschied in der Form oder Bildungsweise der Bestandteile findet. Quarz ist zuletzt ausgeschieden und führt eine große Anzahl von Glaseinschlüssen meist ohne, seltener mit Bläschen. Sanidin ist stark getrübt (wahrscheinlich durch Einschlüsse); wahrnehmbare Einschlüsse ohne Bläschen wie bei Quarz. Spaltflächen nach M zeigen Austritt von γ und Auslöschung von $7-10^\circ$. $2V = 0$, auch größer, einmal $2V = 34^\circ$. Symmetrieebene ist Achsenebene. Plagioklase gehören dem Andesin an, zonar gebaut, Einschlüsse wie bei Quarz. Biotit gelbbraun mit einem Kranz von Erzkörnern. Es ist dies ein in der Tiefe erstarrter Liparitdacit (Nevadit) und bei einer späteren Eruption ausgeschleudert. Analyse unter X.

11. Liparit von Jesenje, ein lichtgelbes Gestein. Die lichte Grundmasse ist isotrop, teils schwach doppelbrechend und führt außerdem noch eine große Menge von eingestreuten blaßgelben Körnern. Porphyrisch ausgeschieden finden wir nur trüben Sanidin in einfachen Kristallen oder Karlsbader Zwillingen; optisch negativ, Achsenwinkel klein, nicht meßbar, da die Achsenbilder undeutlich sind. Erkennbarer Quarz nur sekundär. Analyse unter XI.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ₂	58,94	63,49	61,32	61,38	64,34
Al ₂ O ₃	18,80	16,06	16,78	14,98	17,73
Fe ₂ O ₃	6,16	6,73	6,44	7,39	5,35
Fe O	—	—	—	—	—
Ca O	6,82	6,97	6,22	5,81	4,69
Mg O	3,04	1,10	1,92	1,87	0,67
Na ₂ O	4,58	4,09	5,34	4,22	4,12
K ₂ O	0,42	0,81	0,66	1,51	1,32
H ₂ O	1,11	1,48	1,11	3,07	2,00
Sa.	99,87	100,73	99,77	100,23	100,22

	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
Si O ₂	72,60	76,03	74,79	72,81	73,06	72,65
Al ₂ O ₃	11,09	9,90	12,29	14,96	14,44	10,82
Fe ₂ O ₃	1,59	4,96	1,36	2,95	4,26	2,30
Ca O	3,21	1,55	2,38	3,57	0,99	0,79
Mg O	0,29	1,06	0,47	0,85	1,03	0,65
Na ₂ O	3,08	4,63	6,40	4,11	2,35	5,42
K ₂ O	1,27	0,86	0,71	0,54	2,54	6,96
H ₂ O	7,37	0,85	0,77	0,71	0,82	0,84
Sa.	100,50	99,84	99,77	100,50	99,49	100,43

Fr. Tučan.

M. Kišpatić: Dacit von Moždjenec bei Novi Marof in Kroatien. (Schriften südslav. Akad. 179. Zagreb. 1909. 63—67. Kroatisch mit deutsch. Ausz.)

Bei den letzten Häusern von Moždjenec finden wir an der westlichen Bergelehne nahe der Straße ein lichtiges Gestein von porzellanähnlichem Aussehen. Makroskopisch sind Quarzkörner, Biotitblättchen und Feldspatkristalle erkennbar. Die Grundmasse bildet den Hauptanteil des Gesteins und zeigt u. d. M. meist eine schöne fluidale Struktur. Man sieht dichtgedrängte, verschieden gewundene Ströme von einer blaßgelblichbraunen Substanz, die kaum durchscheinend ist. Sie ist isotrop und nur einzelne kleine Teile zeigen eine undulöse Aufhellung; sie ist strukturlos und besteht höchstwahrscheinlich aus verändertem Glas. Der hellere Teil der Grundmasse, in dem diese Ströme liegen, besteht aus Felsit mit kryptokristallinen doppelbrechenden Körnern. Andere erkennbare Bestandteile der Grundmasse sind nicht vorhanden. In den einzelnen Strömen finden wir in Reihen geordnete Splitter von Quarz und Feldspat und Blättchen von Biotit. Sie sind von größeren Einsprenglingen abgesprungen und fortgeführt. — Quarz als Einsprengling hat immer eckige, unregelmäßige Umrisse und ist vielfach zersprungen. Dasselbe Aussehen zeigt auch Feldspat. Verzwillingte und einfache Kristalle des Feldspats gehören dem Andesin an. Selten führen dieselben einzelne Glaseinschlüsse mit Bläschen. Biotit ist dunkelbraun, gewöhnlich $2V = 0$, nur einmal $2V = 20^\circ 20'$. Zirkon ($0,1 \times 0,2$ mm) äußerst selten in der Grundmasse oder als Einschuß im Biotit (Anal. I); unter II findet sich die Analyse eines ganz ähnlichen Gesteins von Jesenje (an der Grenze von Steiermark) ohne Quarz. Das Gestein von Jesenje findet sich in Verbindung mit Hypersthenandesiten, während hier weit und breit kein anderes jüngerer Eruptivgestein zu finden ist.

	I.	II.
Si O ₂	79,026	72,60
Al ₂ O ₃	6,103	11,09
Fe ₂ O ₃	1,573	1,59
Ca O	2,153	3,21
Mg O	0,201	0,29
Na ₂ O	3,321	3,08
K ₂ O	1,934	1,27
Glühverl.	6,102	7,37
	100,413	100,50

Fr. Tučan.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Allgemeines.

Mackenzie, G. C.: Magnetic Concentration Experiments with Iron Ores of the Bristol Mines, Quec., Iron Ores of the Bathurst Mines, New Brunswick, a Copper Nickel Ore from Naire, Ontario. (Canada. Dep. of Mines. 1910. Bull. No. 5. 28 p. 4 Taf.)

- Krusch, P.: Eine neue Systematik primärer Teufenunterschiede. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 129—151.)
- Stutzer, O.: Über Einrichtung und Aufstellung von Erzlagerstätten-Sammlungen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 215—218.)
- Lazarevic, M.: Einige Beiträge zu den Kriterien der reichen Sulfidzone. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 3 Fig.)
- Gottschalk, V. H. and H. A. Buehler: Oxidation of Sulphides. II. (Econ. Geol. 1912. 7. 14—34.)
-

Golderze.

- Minnich, C.: Die Fortschritte der Goldaufbereitung und ihre Beziehungen zur Lagerstättenlehre. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 432—466.)
- Hirsch, H.: Lagerstätte von kristallisiertem Gold in einem Kalkmassiv zu Totok, Nordost-Celebes. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 213—214. 8 Fig.)
- Mayer, G.: Eigentümlichkeiten der Golderzlagerstätten des Typus „Schlangenberg“ im Altai (Sibirien). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 234—239. 4 Fig.)
- Baelz, W.: Reisebericht aus den Goldfeldern des nördlichen Ontario. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 377—385. 5 Fig.)
- Schumacher, F.: Die Golderzlagerstätten und das Braunkohlenvorkommen der Rudaer Zwölf-Apostel-Gewerkschaft zu Brád in Siebenbürgen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 20. 1—85. 73 Fig. 4 Taf.)
-

Eisenerze.

- Bornhardt, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. (Auszug von J. AHLBURG.) (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 51—58.)
- Ahlburg, J.: Geologische Beziehungen zwischen den Eisenerzlagerstätten des Siegerlandes und des Lahn-Dill-Gebietes. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 59—71.)
- Harbort, E.: Über das Alter des Eisensteinlagers von Isernhagen bei Hannover. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 219—220.)
- Über das geologische Alter und die wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Schandelah in Braunschweig. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 308—311. 1 Fig.)
- John: Die Eisenerzlagerstätten von Bilbao. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 208—212. 1 Fig.)
-

Kupfererze.

F. Ch. Lincoln: The Big Bonanza Copper Mine of Latouche Island, Alaska. (Econ. Geol. 4. 1909. 201—213.)

Verf. beschreibt die „Big Bonanza“-Kupfergrube auf der Insel Latouche am Prinz-Wilhelm-Sund in Alaska. Nebengestein des Erzes sind Tonschiefer und Grauwacken. Auf Zerrüttungszonen innerhalb dieser Gesteine sind Erzlösungen emporgestiegen und haben als Erze und Begleitmineralien in zeitlicher Reihenfolge abgesetzt: 1. Zinkblende, 2. Kupferkies, Magnetkies, Pyrit, 3. Ankerit, 4. Quarz. **O. Stutzer.**

Ch. R. Keyes: Garnet Contact Deposits of Copper and the Depths at which they are formed. (Econ. Geol. 4. 1909. 365—372.)

Verf. versucht an einigen mexikanischen Beispielen nachzuweisen, daß die Granatbildung bei kontaktmetamorphen Erzlagerstätten nicht immer in sehr großer Tiefe erfolgt sein muß. **O. Stutzer.**

O. Stutzer: Die kontaktmetamorphen Kupferzlagertstätten von White Horse in Yukon (Kanada). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 116—121.)

Die Lagerstätten sind erst in allerneuester Zeit entdeckt. Sie liegen am Kontakte zwischen einem Quarzdiorit (Tonalit) und einem devonischen Kalkstein. Als Erze finden sich hauptsächlich Magnetit und Bornit, seltener Kupferkies, Eisenglanz, Molybdänglanz, Malachit und Kupferlasur; als Gangart: Diopsid, Granat, Wollastonit, grüne Hornblende, Chlorit, Quarz und Calcit. Die Erze haben einen Gold- und Silbergehalt. Dem Alter nach folgen gewöhnlich einander: Pyroxen, Magnetit, Granat, Sulfide und Amphibol, Calcit. Die Erze der Lagerstätte sind gleichzeitig mit der Intrusion des Eruptivgesteins entstanden. Die Metallgehalte der Lagerstätte entstammen dem Magma, dem sie gleichzeitig mit Kieselsäure, Aluminium und anderen Substanzen entführt wurden. Es konnte eine gesetzmäßige Abnahme des Kieselsäuregehaltes vom Eruptivgestein zum Kalkstein hin festgestellt werden. Anhangsweise werden noch zwei andere kontaktmetamorphe Kupfererzlagertstätten am Coast Range-Batholithen besprochen: das Vorkommen der Kasaan Peninsula, Prince of Wales Island, und das auf Texada Island, Britisch-Columbien. **A. Sachs.**

M. Lazarevič: Neue Beobachtungen über die Enargit-Covellin-Lagerstätte von Bor und verwandte Vorkommen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 177—179; vergl. ebenda 16. 1908. 153.)

Von Mineralien der Oxydationszone kommen neu hinzu: Malachit, gediegenes Kupfer, Brochantit, Boothit, Kupfervitriol, Gips, Kaolin. Unter

den Mineralien der Zementationszone wurde noch Baryt beobachtet. Mit Covellin und Enargit (den eigentlichen Mineralien der Oxydationszone) kommt stets zusammen Pyrit vor. Es werden noch die Vorkommen von Ogasu Kiričescu und vom Veliki-Tunnel beschrieben. **A. Sachs.**

Redlich, K. A.: Der Kupfererzbergbau Seekaar in den Radstädter Tauern (Salzburg). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 350—354. 3 Fig.)

Krusch, P.: Die genetischen Verhältnisse der Kupferervorkommen von Otavi. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. 63. 240—263. 2 Taf. 7 Fig.)

Stutzer, O.: Die Kupfererzlagerstätte Etoile du Congo im Lande Catanga, Belgisch-Congo. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 240—242.)

Laney, F. B.: The relation of Bornite and Chalcocite in the copper ores of the Virginia district of North Carolina and Virginia. (Proc. U. S. Geol. Surv. 40. 513—524. 7 pls. 3 Fig. Washington 1911.)

Bleierze.

S. Michaelis: Die Bleierzgänge von Mahuida in Argentinien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 413—419.)

Gänge der barytischen Bleiformation finden sich bei Campana Mahuida im argentinischen Nationalterritorium Neuquen. Der sedimentäre Unterbau dieses hügeligen Kordillerenvorlandes besteht aus mesozoischen — wahrscheinlich jurassischen — Schichten, namentlich Kalken, Mergeln, Schiefen, Sandsteinen und Konglomeraten. Diese sind vielfach durchbrochen und überlagert von neovulkanischen, insbesondere andesitischen und basaltischen Gesteinen. Die Erzgänge streichen ostwestlich (bei steilem Einfallen, meist nach Norden), sie durchsetzen Hauptsandstein und Schiefermergelschichten, sowie die Andesitdecke, nicht aber die basaltischen Gesteine. Im Andesit hat man es mit der kiesigen Bleierzformation zu tun. Die Mächtigkeit des bauwürdigen Mittels schwankt von 6—55 cm, der durchschnittliche Bleigehalt von 7,3—49,5 %, der durchschnittliche Silbergehalt pro Tonne von 645—3632 g. Ähnliche Bleierzgänge finden sich ca. 20 km östlich bei Hugolon. **A. Sachs.**

Kieslagerstätten.

O. Stutzer: Über Pegmatite und Erzinjektionen nebst einigen Bemerkungen über die Kieslagerstätten Sultelma—Röros. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 131—135.)

Wenn sich erzhaltige Substanzen in einem Eruptivmagma konzentrieren und relativ gleichzeitig mit den Silikaten ihres Muttereruptivgesteins auskristallisieren, so bezeichnet man sie als magmatische Ausscheidungen. Blieben derartige Erzlösungen aber länger als die Silikate ihres Muttereruptivgesteins in Lösung, und begannen sie sogar in die

bereits erstarrten Teile des Eruptivgesteins hinein eine Wanderung, so bezeichnet SJÖGREN derartige Ausscheidungen als diamagmatisch. Durch Übergänge sind diese diamagmatischen Ausscheidungen mit den typisch magmatischen Ausscheidungen eng verbunden. Treten diamagmatische Ausscheidungen nun ins Nebengestein über, so würde man sie hier als Injektionsgänge beschreiben. Eine diamagmatische Erzlagerstätte könnte daher häufig als ein Injektionsgang (resp. eine Injektionsgangzone) im Muttereruptivgestein, und umgekehrt ein Injektionsgang als eine ins Nebengestein gewanderte diamagmatische Ausscheidung bezeichnet werden. Die Erzinjektionen mußten nicht als feurig-flüssiges Erzmagma ins Nebengestein eindringen. Es waren nur sehr gesättigte Erzlösungen, die sich gegenüber gewöhnlichen Erzlösungen durch die Höhe ihrer Konzentration, ihres Druckes und ihrer Temperatur unterschieden. Verf. faßt die Kieslagerstätten vom Typus Sulitelma als Injektionsgänge auf. Ebenso müssen die typischen Pegmatite als pneumatolytisch-magmatische Injektion bezeichnet werden (vergl. auch Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 355).

A. Sachs.

Zinnerze.

A. Knopf: Some Features of the Alaskan Tin Deposits. (Econ. Geol. 4. 1909. 214—223.)

Verf. beschreibt die Zinnerzlagertstätten Alaskas. Von Mineralien findet man hier u. a. Cassiterit, Arsenkies, Pyrit, Wolframit, Turmalin, Topas, Zinnwaldit, Danburit. Es fehlen Phosphate und Beryll.

Cassiterit, Topas, Fluorit und Zinnwaldit treten in Gängen im Kalkstein oder als metasomatische Verdrängung von Kalkstein und Quarzporphyr auf.

Zwei Perioden der Zinnerzbildung kann man unterscheiden. Die eine war gleichzeitig mit der Bildung des Kontaktmetamorphismus, die andere folgte der Intrusion der Quarzporphyrgänge. In der ersteren setzten sich vor allem Eisen-Zinn-Borate, in der letzteren Cassiterit und untergeordnet Stannin ab.

O. Stutzer.

W. R. Rumbold: The Origin of the Bolivian Tin Deposits. (Econ. Geol. 4. 321—364. 1909.)

Verf. widerlegt durch eingehende Untersuchungen die bisherigen Ansichten über die Entstehung der bolivianischen Zinnerze der Umgegend von Oruro und Tres Cruces. Bisher betrachtete man diese Zinnerze als zum Typus „Potosi“ gehörig, der sich von den normalen Zinnerzen hauptsächlich dadurch unterschied, daß er mit edlen Silbererzen und mit Metallsulfiden eng verknüpft war und fast gar keine bor- und fluorhaltigen Mineralien führte. Verf. wies nach, daß bei Oruro und Tres Cruces die Zinnerze mit reichlich Turmalin zusammen auftreten und daß sie genetisch mit Quarzporphyren und nicht mit alttertiären Andesiten zusammenhängen.

O. Stutzer.

J. W. H. Adam: Die Pegmatitgänge von San Piero in Campo auf Elba. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 499—500.)

Die Gänge von San Piero in Campo gehören zur Zinnerzformation, jedoch wurden niemals die sonst für diese Formation so charakteristischen Begleiter, Flußspat und Topas, angetroffen.

A. Sachs.

Wolff, W.: J. B. SCRIVENOR's Arbeiten über die Geologie der Zinnerzlager von Britisch-Malaya. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 152—157.)

Asbest.

J. A. Dresser: On the Asbestos Deposits of the Eastern Townships of Quebec. (Econ. Geol. 4. 1909. 130—140.)

Die größte Asbestproduktion der Welt findet sich im östlichen Teile von Quebec in Canada. Die Gruben liegen hier in einem Distrikt, der aus Peridotiten, resp. Serpentin, Pyroxeniten, resp. Talkgesteinen, Granit und vulkanischen Breccien besteht. Der Asbest bildet schmale Adern in verändertem Peridotit. Das Salband dieser Asbestgänge besteht an beiden Seiten aus Serpentin.

O. Stutzer.

Cirkel, F.: Chrysotile-Asbestos, its occurrence, exploitation, milling and uses. II. ed. (Canada. Dep. of Mines. 1910. 316 p. 88 Fig. 65 Taf.)

Carbonate.

P. Egenter: Die Marmorlagerstätten Kärntens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 419—439.)

Die Arbeit gliedert sich in: 1. Allgemeine Beschaffenheit und Verbreitung. 2. Petrographische Beschaffenheit des Marmors und seiner Nebengesteine. 3. Beschreibung der einzelnen Vorkommen. 4. Zusammenfassung der Beobachtungen. 5. Resultate. Aus letzteren seien hervorgehoben: Die kristallinische Zone der Kärntner Alpen gehört einer ursprünglich sedimentären Formation an und verdankt ihre Umwandlung metamorphen Prozessen. Die kristallinische Beschaffenheit der Gesteine dieser Zone ist um so deutlicher hervortretend, je näher sie am Zentralgranit liegen. In der nächsten Nachbarschaft der granitischen Massen sind Schiefer wie Marmor von verschiedenartigen Gängen durchsetzt, welche nur als Ausläufer der Intrusion des Zentralgranits angesehen werden können. Es haben gleichzeitig in demselben sich typische Mineralien der pneumatolytischen Agenzien entwickelt. Die Struktur der durch Kontakt-metamorphose umkristallisierten Kalksteine zeigt bald innige Verzahnung,

bald ausgesprochene Pflasterstruktur. Die Ursache der Metamorphose in den Kärntner Marmorlagern kann nur der Wirkung des Zentralgranits zugeschrieben werden. Die anormale Beschaffenheit ihrer mineralischen Zusammensetzung ist eine Folge des während der kontaktmetamorphischen Umkristallisation herrschenden Gebirgsdruckes, der sich ebenso deutlich in der Zusammensetzung der granitischen Gesteine ausspricht, welche den Typus der Piezokristallisation aufweisen.

A. Sachs.

K. A. Redlich: Der Magnesit bei St. Martin am Fuße des Grimming (Ennstal, Steiermark). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 102—103.)

Der Magnesit liegt im Carbon. Obercarbonische Schiefer reichen keilförmig in eine Dolomit-Magnesitsynklinale hinein. Er bildet in genetischer Beziehung ein Analogon zu den Magnesiten der Veitsch. Es sind kristallinische Magnesite (Pinolit-Magnesit-Breunerit) mit einem geringen Eisen- (3—4 %) und Calciumcarbonatgehalt (2—3 %), welche durch ihre Übergänge in Dolomit bis zum reinem Kalk im Streichen sich als metamorphe Lager kennzeichnen. Sie führen neben Arsenfahlerz, Kupferkies und Rumpfit Talk, der an zahlreichen Stellen durch Chrom spangrün gefärbt wird. Dieses häufige Auftreten chromhaltiger Mineralien in den kristallinen Magnesiten läßt einen Zusammenhang mit peridotitischen oder gabbroiden Magmen vermuten.

A. Sachs.

K. A. Redlich: Die Typen der Magnesitlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 300—310.)

Es werden besprochen: der Typus Hall (Tirol), der Typus Kraubat (Gangausfüllungen im Serpentin), der Typus Veitsch, die kristallinen Magnesite Spaniens, Schwedens und im Ural, der Typus Hydromagnesit, endlich pneumatolytische Bildungen des Magnesits.

A. Sachs.

Fr. L. Hess: The Magnesite deposits of California. (U. St. Geol. Surv. Bull. 355. 63 p. 12 Taf. 4 Textfig. Washington 1908.)

Die Magnesitvorkommen in California sind die einzigen bedeutenden in den Vereinigten Staaten; sonst finden sich geringfügige, keine kommerzielle Bedeutung besitzende Vorkommen nur noch in Pennsylvania, Maryland, Massachusetts, Nevada und Arizona. Die kalifornischen Magnesitvorkommen liegen entlang der Coast Range von Mendocino County bis nach Los Angeles und entlang dem Westabhang der Sierra Nevada von Placer County bis nach Kern County. Bergbau geht zur Zeit um in Sonoma County bei Cloverdale, in Santa Clara County bei Livermore und in Tulare County bei Porterville.

Der Markt für California-Magnesit beschränkt sich zur Zeit auf die pazifische Küste und die Rocky Mountain-Staaten. California produzierte

im Jahre 1907 7762 short tons Magnesit im Werte von \$ 50453. Die Einfuhr in die Vereinigten Staaten in demselben Jahre betrug 198016401 pounds Magnesit im Werte von \$ 875359 und 4667669 pounds Magnesia im Werte von \$ 29255.

Die kalifornischen Magnesitvorkommen treten, soweit bekannt, alle in Gängen auf in Verbindung mit serpentinierten Magnesiagesteinen. Der weitaus größere Teil gehört der Coast Range an. Hier erstrecken sich die wahrscheinlich der unteren Kreide angehörigen Serpentinegesteine über ein Gebiet von 1000 square miles, wovon ein großer Teil von Magnesitgängen durchzogen wird, die an vielen Stellen in Mendocino, Sonoma, Napa, Alameda, Stanislaus und Santa Clara Counties mehr oder weniger bauwürdig sind.

Die aus verschiedenen zusammengesetzten Olivin-Pyroxengesteinen hervorgegangenen, stark zerbrochenen und verworfenen Serpentinegesteine der Coast Range zeigen einen sehr verschiedenen Grad der Serpentinisierung, selbst auf kleinerem Flächenraum.

Der Magnesit ist wahrscheinlich z. T. direkt aus den Originalmineralien, in der Hauptsache indessen aus dem Serpentin hervorgegangen, denn die Magnesitvorkommen sind in der Regel nur an solche Serpentinegesteine geknüpft, die eine tiefgehende Zersetzung zeigen. Für die Entstehung des Magnesits auch aus den Originalmineralien scheint zu sprechen, daß viele Klüfte im Olivin mit Magnesit erfüllt sind und ferner einmal in einem Handstück aus Santa Clara County die Ersetzung von Enstatit durch Magnesit beobachtet werden konnte.

Die Reinheit des Magnesits schwankt sehr an den verschiedenen Orten; manchmal von schöner weißer Farbe und fast frei von Verunreinigungen, enthalten andere Vorkommen Eisenoxyd, Kieselerde, Ton oder Serpentin in wechselnden Mengen und Verhältnissen.

Wenig ist über die Tiefe der Gänge bekannt, doch kann man annehmen, daß, wenn sie, wie es wohl am wahrscheinlichsten ist, durch die Tätigkeit einsickernder Tagewässer entstanden sind, sie in Tiefen bis zu denen diese Wässer leicht eindringen, etwa mehrere 100 feet, fortsetzen.

Es werden die einzelnen Vorkommen beschrieben und zum Schluß noch kurz die weiteren Vorkommen Nordamerikas (Canada, Mexiko), Südamerikas und der anderen Kontinente aufgezählt.

O. Zeise.

Phosphate.

F. Freise: Die Monazitseifen im Grenzgebiete der brasilianischen Staaten Minas Geraes und Espirito Santo, speziell im Gebiete des Muriahé und Pombaflusses. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 514—522.)

Der Aufsatz umfaßt folgende Abschnitte: 1. Topographische Skizze. 2. Geologisch-mineralogische Skizze. 3. Die Monazitseifen. 4. Das Prospektieren auf Monazitseifen. 5. Gesichtspunkte für Abbau und Anreicherung

des Lagerstätteninhaltes. 6. Bauwürdigkeitsbedingungen und Betriebsformen. 7. Lagerstättenschätzung. 8. Bergwirtschaftliche Stellung der Vorkommen; Vergleich mit anderen Lagerstätten gleicher Mineralien in Brasilien.

A. Sachs.

Tschirwinsky, W.: Zur Frage über die mineralogische Natur der russischen Phosphorite. (Dies. Jahrb. 1911. II. 51—74. Taf. IV u. V.)

Krusch, P.: Die Phosphatlagerstätten bei Es-Salt im Ost-Jordanlande. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 397—406. 7 Fig.)

Stutzer, O.: Über Phosphatlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 73—82.)

Salzlagerstätten.

E. Fulda: Zur Entstehung der Hohlräume im Gips. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 17. 1909. 400—401.)

Durch den Mansfelder Bergbau sind Verwerfungen im Liegenden des ehemaligen Steinsalzlagers und häufig auch Schloten (Hohlräume im Gips) aufgeschlossen worden. Verf. fand, daß die Schloten dort immer über den sogen. Flözgräben liegen. Falls diese Beobachtungen allgemeine Gültigkeit besitzen, so gestatten sie wertvolle Schlüsse für den Bergbau, indem man aus dem Vorhandensein von Erdfällen schließen darf, daß in dem fraglichen Gebiete Verwerfungen vorhanden sind und daß die Salzlagerstätte dort bereits völlig ausgelaugt ist.

A. Sachs.

G. D. Harris: The Geological Occurrence of Rock Salt in Louisiana and East Texas. (Econ. Geol. 4. 1909. 12—34.)

In den Salzgebieten von Louisiana und dem östlichen Texas kommen domartige Erhebungen vor, auf deren Entstehung Verf. näher eingeht. Die Oberflächegebilde sind Tertiär und Quartär, während um die domartigen Erhebungen herum Kreidesedimente lagern, die durch das Tertiär hindurchgepreßt sind. Die Ursache des Druckes sieht Verf. in der Kristallisationskraft des Steinsalzes. Dasselbe soll aus tieferen Zonen in warmen Lösungen emporgebracht und in kühleren Zonen dann auskristallisiert sein, wobei die überlagernden Kreideschichten durch das Tertiär hindurchgepreßt wurden.

O. Stutzer.

Burkhardt, W.: Lösungserscheinungen am Anhydrit. Diss. Leipzig. (Zeitschr. f. Krist. 1912. 50. 209—230. 1 Taf.)

Fastert, K.: Über das Wachstum von Chlornatriumkristallen. Diss. Kiel. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIII. 1912. 265—324.)

Rinne, F.: Natürliche Translationen an Steinsalzkristallen. (Zeitschr. f. Krist. 1912. 50. 259—262. 1 Taf.)

- Andrée, K.: Nochmals über die Deformationen von Salzgesteinen. Schlußwort auf die „Erwiderung“ des Herrn R. LACHMANN. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 129—132.)
- Innere oder äußere Ursachen der Deformationen von Salzgesteinen? (Centralbl. f. Min. etc. 1911. 698—701.)

Kohlen. Erdöl.

R. W. Stone: Coal resources of the Russel Fork Bassin in Kentucky and Virginia. (U. St. Geol. Surv. Bull. 348. 127 p. 2 Lagerstättenk. 6 Taf. 25 Textfig. Washington 1908.)

Das zum größeren Teile in Virginia gelegene Russel Fork Bassin umfaßt etwa 680 square miles und gehört dem Untercarbon an. Der auf Kentucky entfallende Elkhorn Kohlendistrikt besitzt 6 bauwürdige Flöze, deren maximale Mächtigkeit zwischen 3 feet 10 inches und 9 feet 4 inches schwankt. Zwei oder drei andere Flöze haben zweifelhaften Wert. Der Abbau ist ein noch sehr bescheidener und beschränkt sich auf den oberen Teil des Marrowbane Creek mit 5 Minen, unter denen 3 im Oktober 1906 eine tägliche Produktion von je 50, 60 und 70 tons aufwiesen.

In dem weitaus größeren, in Virginia gelegenen Teile des Beckens kommen auch Flöze bis zu 8 und 10 feet Mächtigkeit vor, indessen geht aus Mangel an Eisenbahnen hier kein Bergbau um.

Die Kohle des Russel Fork Bassin kommt der besten bituminösen Kohle des großen Appalachian-Feldes gleich und läßt sich ausgezeichnet verkoken.

O. Zeise.

W. T. Griswold: Structure of the Berea Oil sand in the Flushing quadrangle, Harrison, Belmont and Guernsey Counties, Ohio. (U. St. Geol. Surv. Bull. 346. 30 p. 2 Karten. Washington 1908.)

Flushing quadrangle ist im östlichen Ohio zwischen 40° und 40° 15' nördlicher Breite und 81° und 81° 15' westlichen Länge gelegen und umfaßt 227 square miles. Die zutage tretenden Gesteine gehören der carbonischen Washington, Monongahela und Conemaugh „formation“ an und besitzen eine Mächtigkeit von 740 feet.

Die die Basis der Monongahela „formation“ bildende Pittsburg-Kohle besitzt im Flushing quadrangle im Mittel etwa 50 inches Mächtigkeit. Ihre Erhebung (Sohle) über dem Meeresspiegel bringt die eine Karte durch Isohypsen von 10 zu 10 feet zur Darstellung.

Die Kenntnis der Untergrundgesteine wurde lediglich aus den Bohrgesamtheiten geschöpft, von denen indessen nur wenige detaillierte Angaben enthielten. Für die in der anderen Karte, ebenfalls durch Isohypsen von 10 zu 10 feet gegebene Konstruktion der Erhebung des Berea-Sandsteins (Oberkante) über eine 2000 feet unter dem Meeresspiegel gedachte Ebene

lagen im ganzen die Ergebnisse von 188 bis zum Bera-Sandstein niedergebrachten Tiefbohrungen vor.

Der Vertikalabstand der Sohle der Pittsburg-Kohle bis zur Oberkante des Berea-Sandes schwankt in dem quadrangle zwischen 1464 bis zu 1613 feet.

Die Kartendarstellungen ergeben eine Regelmäßigkeit in der Tektonik (leichte Faltung), die der Ansammlung von großen Ölmengen nicht günstig ist. Immerhin lassen sich einige kleinere tektonische Sonderheiten herauslesen, die hoffnungsvolle Gebiete anzeigen dürften. Diese Gebiete werden im einzelnen aufgeführt. Bisher ist die Öl- und Gasproduktion im Flushing quadrangle nur gering gewesen.

O. Zeise.

H. S. Gale: Geology of the Rangely oil district Rio Blanco County, Colorado with a section on the water supply. (U. St. Geol. Surv. Bull. 350. 61 p. 1 topogr. und 1 geol. Karte. 2 Taf. 1 Textfig. Washington 1908.)

An dem geologischen Aufbau des im nordwestlichen Teile von Rio Blanco County in Colorado gelegenen Rangely-Öldistrikts beteiligen sich Jura, Kreide und, durch eine Diskordanz davongetrennt, Tertiär. Das Ölfeld selbst, dessen Längserstreckung nur etwa 15 miles beträgt, gehört der Kreideformation an.

Der Jura, der sich aus marinen und Süßwasserbildungen zusammensetzt, ist in ökonomischer Hinsicht ausgezeichnet durch das Vorkommen von Uran- und Vanadiumerzen, die in einem marinen, hervorragend kreuzgeschichteten, weißen Sandstein auftreten. (Siehe Bull. 340. 1908. 257—262.)

Die Kreideformation gliedert sich von unten nach oben in den Dakota-Sandstein, den ölführenden Mancos-Schieferton und die aus wechselagernden harten Sandsteinen, sandigen Schiefertönen und vielen, indessen nur zum kleinen Teil bauwürdigen Kohlenflözen bestehende Mesaverde „formation“.

Der ölführende Mancos-Schieferton bildet eine ziemlich homogene Masse mit nur wenigen mehr sandigen Zwischenlagen und besitzt eine Mächtigkeit von ungefähr 5000 feet; in ihm kommen hauptsächlich an der Basis und im Hangenden zahlreiche marine Schalreste vor.

Tektonisch stellt das, auch Raven Park genannte, Rangely-Ölfeld eine einfache Antiklinale vor, die nördlich und südlich von je einer gleich gerichteten Antiklinale begleitet wird. Verwerfungen scheinen nur eine untergeordnete Rolle zu spielen.

Die Bohrungen auf Öl begannen im Sommer 1901 und erschlossen einen oder mehrere ölführende Sande, deren einer, in jeder Bohrung angetroffene, indessen keinen durchgehenden Horizont bilden kann, wie von den Interessenten gemutmaßt wird. Die ölführenden Sande scheinen vielmehr isolierte, in sich abgeschlossene linsenförmige Einlagerungen zu sein.

Sie sind, wie der Mancos-Schieferton selbst, völlig wasserfrei. Pumpversuche haben in keiner der Bohrungen, deren Ergebnisse kurz mitgeteilt werden, mehr als wenige barrels pro Tag ergeben. Das Öl hat 44° Baumé und ist daher als sehr leicht und dünn zu bezeichnen. O. Zeise.

R. Arnold and R. Anderson: Preliminary report on the Coalinga oil District, Fresno and Kings Counties, California. (U. St. Geol. Surv. Bull. 357. 142 p. 2 geol.-tekt. Karten 1 Textfig. Washington 1908.)

Der Coalinga-Distrikt bildet einen Landstreifen von etwa 50 miles Länge und 15 miles Breite und erstreckt sich entlang dem nordöstlichen Fuße des Diablo Range, der östlichsten Kette der Coast ranges, im westlichen Teile von Fresno und Kings Counties in California. Das nachgewiesene produktive Gebiet umfaßt eine Zone von 13 miles Länge und 3 miles Breite. Das Öl stammt aus den eocänen „organic Tejon“ Schiefertönen und ist aufgespeichert in zwischengelagerten Sanden gleichen Alters, sowie in Sanden der untermiocänen Vaqueros, obermittelmioicänen Santa Margarita und obermiocänen Jacalitos-Schichten, unter denen die Vaqueros-Schichten als Produzent an erster Stelle stehen.

Die Bohrungen reichen von 600 bis über 3300 feet Tiefe und haben produktive Sande in einer Mächtigkeit von 20 bis zu mehr als 200 feet durchsunken.

Das Produkt variiert zwischen einem schwarzen Öl von 14 oder 15° Baumé bis zu einem grünlichen Öl von 35° Baumé und mehr. Die Erträge schwanken zwischen 3 oder 4 barrels und über 3000 barrels pro Bohrloch und Tag. Die Totalproduktion des Distrikts für 1906 betrug 7 991 039 barrels; 1907 stieg sie auf 8 871 723 barrels und 1908 wird sie wahrscheinlich 12 000 000 barrels überschreiten. Mit der Produktion für 1907 steht der Distrikt an dritter Stelle unter den ölproduzierenden Distrikten des Staates.

Der Einfluß des Gebirgsbaues auf die Ansammlung von Petroleum ist für verschiedene Teile des Feldes etwas verschieden und ist diese Verschiedenheit davon abhängig, ob Wasser unter den ölführenden Zonen vorhanden ist oder nicht. Wo überall Öl von Wasser in den liegenden Schichten begleitet ist, scheint die Antiklinaltheorie volle Gültigkeit zu haben.

Die eocänen Tejon-Schiefertone sind dermaßen erfüllt von Kieselpanzern von Diatomeen und Foraminiferenschalen, daß die Annahme durchaus gerechtfertigt sei, daß das in ihnen enthalten gewesene tierische und pflanzliche Material völlig genügt habe zur Bildung einer Quantität von Kohlenwasserstoffen, die mehr als äquivalent der in dem Felde vorkommenden Petroleummenge ist. O. Zeise.

- Potonié, H.: Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. II. Humusbildungen. 1. Teil. (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. 55. II. 1911. 326 p. 59 Fig.)
- Glöckner, F.: Zur Entstehung der Braunkohlenlagerstätten der südlichen Lausitz. („Braunkohle“, 1912. 30 p.)
- Stuchlik, H.: Die Peissenberger Tiefbohrungen im oberbayrischen Kohlenrevier. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 225—233. 2 Fig.)
- Scheibener, E.: Die diluvialen Kohlenlager Savoyens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 312—315.)
- Schmidt, C. und F. Müller: Die Kohlenflöze in der Molasse bei Bregenz. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 355—359.)
- Schreiber, F.: Die Kohlenfelder der Gondwana-Formation in Britisch-Indien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 169—202. 7 Fig.)
- Dozy, C. M.: Pliocäne Braunkohle im Distrikt Bacau, Rumänien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 203—207. 2 Fig.)
- Lamplugh, G. W. and F. L. Kitchin: On the mesozoic rocks in some of the coal explorations in Kent. Mem. of the geol. Surv. Engl. and Wales. London 1911. 212 p. 5 Taf.)
- Phillips, B., S. H. Worrell and D. M. Phillips: The Composition of Texas Coals and Lignites and the Use of Producer Gas in Texas. (Bull. Univ. Texas 1911. No. 189. 134 p.)
- Cairnes, D. D.: Preliminary Memoir on the LEWES and NORDENSKIÖLD Rivers Coal district, Yucon Territory. (Canada. Dep. of Mines. Geol. Surv. 1910. Mem. 5. 70 p. 10 Taf.)
- Dowling, D. B.: The Edmonton Coal Field, Alberta. (Canada. Dep. of Mines. Geol. Surv. 1910. Mem. 8 E. 59 p. 7 Taf.)
- Malloch, G. S.: Bighorn Coal Basin, Alberta. (Canada. Dep. of Mines. Geol. Surv. 1911. 9 E. 66 p. 9 Taf.)
- Bosworth, T. O.: Outlines of Oil field Geology. (Geol. Mag. 1912. 9. 53—59. 5 Fig.)
- Preiswerk, H.: Über den geologischen Bau der Region der Schlammvulkane und Ölfelder von Berca und Berciu bei Buccu in Rumänien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 20. 86—94. 6 Fig.)
- Antrep, A. jr.: Investigation of the Peat Bogs, and Peat Industrie of Canada. (Dep. of Mines. 1910. Bull. No. 4. 44 p. 17 Taf. 10 Karten.)

Europa.

c) Deutsches Reich.

- Bärtling, R.: Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands in geologischer, lagerstättenkundlicher und bergwirtschaftlicher Beziehung. Stuttgart 1911. 188 p. 19 Textabbild.)
- Lindgren, W. and J. D. Irving: The Origin of the Rammelsberg Ore Deposit. (Econ. Geol. 1911. 6. 303—313. 9 Fig.)

Archiv für Lagerstättenforschung und Lagerstättenkarten. Gangkarte des Siegerlandes im Maßstab 1:10000. Lief. II. Blätter Freudenberg, Niederfischbach, Betzdorf, Herdorf, Neunkirchen und Gilsbach mit Beiblatt enthaltend Grund- und Profilrisse.

Wunstorff W. und E. Holzapfel: Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. (Abh. k. preuß. geol. Landesanst. N. F. 66. 1911. 2 Taf. 15 Fig. 1 Karte.)

Jeleny, V.: Vorläufige Mitteilungen zur Geologie des Bensberger Erzdistriktes. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 100—103.)

Masling, K.: Die Erzlagerstätten des Fürstentums Waldeck. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 361—376. 9 Fig.)

Schumacher, F.: Die Erzlagerstätten am Schauinsland im südwestlichen Schwarzwald. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. 19. 1—50. 26 Fig.)

Brackebusch, L.: Die technisch nutzbaren Gesteinsarten des Herzogtums Braunschweig. Braunschweig 1912. 50 p. 1 Karte.

Nord-Amerika. Mexiko.

G. C. Martin: Geology and mineral resources of the Controller Bay region, Alaska. (U. St. Geol. Surv. Bull. 335. 141 p. 2 topogr. und 3 geol. Karten. 5 Taf. 2 Textfig. Washington 1908.)

Ref. verweist auf das Referat in dies. Jahrb. 1909. I. -395—399.

O. Zeise.

F. E. Wright and C. W. Wright: The Ketchikan and Wrangel mining districts, Alaska. (U. St. Geol. Surv. Bull. 347. 210 p. 1 geol. und 2 geol.-topogr. Karten. 9 Taf. 23 Textfig. Washington 1908.)

Die Wrangel- und Ketchikan- Bergbaudistrikte bilden die Fortsetzung des Juneau-Distrikts (A. C. SPENCER, siehe dies. Jahrb. 1909) und mit der Veröffentlichung der vorliegenden Untersuchungsergebnisse ist der vorläufige Bericht über die drei bedeutendsten Bergbaudistrikte des südöstlichen Alaska abgeschlossen.

Im Gegensatze zum Juneau gold belt lassen sich in den Wrangel- und Ketchikan-Distrikten keine ausgesprochenen Erzzonen verfolgen und zwar weder auf dem Festlande noch auf den vorgelagerten Inseln. Trotzdem im wesentlichen dieselben für die Mineralisierung maßgebenden Gesteine hier verbreitet sind wie im Juneau gold belt, ist auch die Erzführung eine andere und Kupfererze spielen die Hauptrolle. Auf Gold allein wird allerdings an mehreren Stellen Bergbau getrieben, indessen besitzen die Kupfererze eine weit größere Bedeutung für die Goldproduktion. Silber-Bleierze kommen in beiden Distrikten vor, doch ist die Produktion nur gering. Zurzeit hat im südöstlichen Alaska nur der Ketchikan-Distrikt produzierende Kupferminen.

Im Jahre 1906 betrug die Totalproduktion an Kupfererz im Ketchikan-Distrikt 85 139 short tons im Werte von \$ 919 613. Auf Kupfer entfallen davon 4 350 571 pounds im Werte von \$ 888 660, auf Gold 3031 ounces im Werte von \$ 62 851 und auf Silber 27 152 ounces im Werte von \$ 18 102.

Der durchschnittliche Gehalt pro ton für dasselbe Jahr betrug an Kupfer 51,1 pounds, an Gold 0,036 ounces und an Silber 0,32 ounces.

O. Zeise.

W. C. Phalen: Economic geology of the Kenova quadrangle, Kentucky, Ohio, and West Virginia. (U. St. Geol. Surv. Bull. 349. 158 p. 1 tekt. und Lagerstättenkarte. 5 Taf. 21 Textfig. Washington 1908.)

Kenova quadrangle umfaßt etwa 983 square miles und ist im süd-westlichen Teile des im großen und ganzen eine mächtige, langgestreckte Synklinale bildenden Appalachian-Kohlenfeldes gelegen.

Das Hauptinteresse in dem quadrangle beanspruchen seine Kohlenlager und die große Verbreitung von feuerfestem Ton. Von geringerer Bedeutung sind Eisenerz, Kalkstein und Baustein. Über 30—40 Jahre hat ein lebhafter Bergbau auf Kohle und Eisenerz bestanden; letzterer ist eingestellt worden, ersterer besteht noch heute.

Die Tonindustrie ist zurzeit nur gering, dürfte aber eine bedeutende Zukunft haben.

Die in diesem quadrangle auftretenden Sedimentgesteine gehören, abgesehen von quartären Ablagerungen, sämtlich dem Carbon an, und zwar Teilen der Pennsylvanian und Mississippian series; die erstere enthält die bauwürdigen Kohlenflöze. An Eruptivgesteinen findet sich nur ein kleines Vorkommen von Granat und Ilmenit führendem Peridotit, der dem süd-afrikanischen Kimberlit sehr ähnelt und in dem auch Diamanten gefunden sein sollen; Verf. sind indessen keine zu Gesicht gekommen.

Innerhalb der Pennsylvanian series kommen bauwürdige Flöze in der Pottsville, Allegheny und Conemaugh „formation“ vor. An der Basis der hangenden Monongahela „formation“ tritt auch hier nahe dem Zentrum des quadrangle das Pittsburg Flöz in einer mittleren Mächtigkeit von 3 feet auf, doch ist seine Erstreckung zu gering um von kommerzieller Bedeutung zu sein.

Die Produktion des Kenova quadrangle betrug in den einzelnen Jahren von 1902—1906: 527 670, 534 980, 338 766, 203 883 und 213 485 tons.

Die feuerfesten Tone des Carbons sind in ihrem Vorkommen mehr oder weniger eng verknüpft mit den Kohlenflözen der Pottsville, Allegheny und der Conemaugh „formation“. Zwei Horizonte, je einer in der Pottsville und Allegheny „formation“ ragen durch Qualität, Mächtigkeit und Verbreitung besonders hervor. Die rezenten Tone sind von weit geringerer Bedeutung und finden nur für Fabrikation gewöhnlicher Mauer- und Dachsteine Verwendung. Die gesamte Tonproduktion betrug in Kenova quadrangle in den Jahren 1902—1906 zusammen 62 584 tons.

Die Eisenerze sind schichtige, erdige und spätige Carbonate, die, wo die Atmosphärien auf sie einwirken konnten, in Limonit umgewandelt worden sind; die bedeutendsten Lager finden sich in der Pottsville und Allegheny „formation“.

Kalksteinhorizonte kommen durch das ganze Carbon vor; der anhaltendste Kalksteinhorizont ist der unterste in der Conemaugh „formation“ und dürfte dieser Kalk im gebrannten Zustande ein vollauf befriedigendes Düngemittel liefern.

Als Baustein ist nur Sandstein vorhanden, dieser aber in großer Fülle in allen „formations“. Einige Vorkommen dürften auch rein genug sein, um als Rohmaterial für Glasfabrikation zu dienen; die meisten besitzen indessen für diesen Zweck einen zu hohen Eisengehalt.

Salz wurde früher aus erbohrten Solen gewonnen, doch sind diese alten Salzwerke seit langem verschwunden.

Bohrungen auf Öl und Gas, die bis ins Devon, vielleicht an einigen Stellen auch bis ins Silur niedergebracht worden sind, sind wohl meistens fündig geworden, haben aber nirgends mit Ausnahme von zweien kommerzielle Werte erschlossen.

Diese beiden Bohrungen erschlossen im devonischen Raglandsand in 1979 bzw. 1672 feet Tiefe unter Oberfläche ergiebige Gasreservoirs, deren eines anfänglich 750 000 cubic feet in 24 Stunden lieferte.

O. Zeise.

J. S. Diller: *Geology of the Taylorsville region, California*. (U. St. Geol. Surv. Bull. 353. 128 p. 2 geol.-topogr. Karten. 3 Taf. 12 Textfig. Washington 1908.)

Der am Nordende der Sierra Nevada in California gelegene Taylorsville-Distrikt umfaßt etwa 750 square miles. Er setzt sich zusammen aus einer mächtigen Folge von Sediment- und Eruptivgesteinen, die Silur, Devon, Carbon, Trias, Jura, Tertiär und Quartär vertreten. Die Schichten streichen N. 5—65° W. und fallen mit wenigen Ausnahmen nach W. unter Winkeln von 39—75° ein.

Die Eruptivgesteine, saure und basische, sind zum weitaus größten Teile effusiv, zum kleineren Teile intrusiv und verteilen sich auf die gesamte Schichtenfolge vom ältesten Silur bis zum Quartär. Die paläozoischen und älteren mesozoischen Eruptivgesteine sind hauptsächlich stark veränderte Laven, die als Meta-Rhyolith und Meta-Andesit bezeichnet werden. Das älteste Eruptivgestein des Taylorsville-Distriktes ist der Meta-Rhyolith an der Basis des silurischen Quarzits; er besitzt eine Mächtigkeit von wahrscheinlich über 1000 feet. Ihm folgten zur Carbonzeit ausgedehnte Eruptionen von Meta-Andesit von großer Mächtigkeit, ferner Ergüsse desselben Magmas von nur lokaler Bedeutung zur Jurazeit. Zum Schluß der Jurazeit setzte ein großer Wechsel ein und an die Stelle der Laven treten Intrusivmassen, wie Quarzdiorit, Granodiorit, Serpentin, Pyroxenit, sowie Diorit und Rhyolith in Gängen. Die Tertiärzeit ist durch rhyo-

lithische und andesitische, die Quartärzeit durch basaltische Ergüsse gekennzeichnet.

Seit 1850, dem Beginne des Bergbaues in diesem Distrikt, sind über \$ 7700000 fast ganz an Gold, ferner etwas Silber und noch weniger Kupfer gewonnen worden. Eisenerz, Kohle (im Eocän), Baustein und Mineralquellen, obgleich vorhanden, haben bis jetzt noch keine kommerzielle Bedeutung erlangt.

Die claims sind mehr oder weniger deutlich in zwei Zonen gruppiert, die Crescent Mills und die Genesee-Zone. Erstere, deren Totalproduktion auf \$ 6650000 geschätzt wird, erstreckt sich von Taylorsville NW. nach Greenville in einer Länge von etwa 15 miles und einer Breite von etwas über 1 mile, letztere mit einer geschätzten Totalproduktion von \$ 450000 von Wards Creek etwa 15 miles NNW. nach Lighs Canyon.

In der Crescent Mills-Zone ist das Erz hauptsächlich an zwei langgestreckte, schmale Granodioritmassen geknüpft, deren eine in den paläozoischen Sedimenten, deren andere im Meta-Rhyolith aufsetzt.

Goldhaltiger Eisenkies tritt hier in mehr oder weniger scharf begrenzten, bis zu 2 feet mächtigen Quarzadern auf, die im allgemeinen der Zonenerstreckung parallel verlaufen. Meistens ist der Pyrit indes in Limonit verwandelt und liegt dann Freigold vor.

Die Genesee-Zone folgt angenähert der Nordostgrenze der paläozoischen und mesozoischen Sedimente, wo sie in Kontakt mit Granodiorit und Meta-Andesit treten.

Hier bildet das Erz ebenfalls mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Adern, sowohl in den Sedimenten als auch in den Eruptivgesteinen und folgt auch unmittelbar dem Kontakt mit dem Granodiorit. In einigen Ablagerungen ist das Erz goldhaltiger Quarz und Limonit, in anderen hauptsächlich Bornit, Chalcopyrit, Chalcosin oder auch grünes und blaues Kupfercarbonat. Quarz ist das gewöhnliche Gangmineral und erscheint in einem Fall auch Baryt und in einem anderen ein aktinolithähnliches grünes Mineral.

Goldseifen finden sich im Taylorsville-Distrikt im Tertiär und Quartär. Die Tertiärseifen, die einem dem heutigen ganz ungleichen Flußsystem angehören, haben in einem über 20 Jahre nur in kleinem Umfange und unregelmäßig betriebenen Abbau schätzungsweise etwa \$ 500000 ergeben; die Totalproduktion der quartären Seifen beträgt jährlich etwa \$ 10000.

Unter den tertiären Seifen sind prävulkanische, vulkanische und intervulkanische zu unterscheiden; die prävulkanischen dürften, z. T. wenigstens, ein eocänes Alter besitzen.

O. Zeise.

L. M. Prindle: The Fairbanks and Rampart quadrangles Yukon-Tanana region, Alaska, with a section on the Rampart placers by F. L. HESS and a paper on the water supply of the Fairbanks region by C. C. COVERT. (U. St. Geol. Surv. Bull. 337. 102 p. 2 topogr. und 1 geol. Karte. 2 Taf. 3 Textfig. Washington 1908.)

Die Aufnahmen in Alaska tragen nur den Charakter von Rekognoszierungsaufnahmen und mit Rücksicht darauf sind die quadrangles hier weit umfangreicher bemessen — je 4 Länge- und 2 Breitengrade — als in den Staaten sonst; der vorliegende Bericht ist der zweite dieser neu herausgegebenen Folge.

Das fragliche Gebiet besteht zum größten Teile aus stark gefalteten, NO.-SW. streichenden Gesteinen, die sich in zwei grosse Gruppen trennen lassen, deren eine aus in hohem Grade metamorphosierten Schiefen, deren andere aus sehr verschiedenartigen Gesteinen besteht, die aber im allgemeinen durch einen geringeren Grad der Metamorphosierung ausgezeichnet sind; die erstere wird für altpaläozoisch oder präpaläozoisch, die letztere für vorwiegend silurisch und devonisch gehalten. Dazu treten Eruptivgesteine, die wesentlichen Anteil an dem Aufbau des Gebietes nehmen. Einige von ihnen sind in hohem Masse zusammen mit den Sedimenten metamorphosiert, die heute die Gruppe der Schiefer ausmachen, andere frische granitische oder mehr basische Intrusivgesteine wahrscheinlich jungmesozoischen Alters und noch andere vergleichsweise jugendliche Effusivgesteine. Eruptivgesteine kommen in allen Gold produzierenden Gebieten vor, sind aber nicht auf sie beschränkt.

Als Träger des Goldes haben in der Hauptsache wohl die die Schiefer überall durchsetzenden kleinen Quarzgänge zu gelten und genetisch dürfte das gelbe Metall wahrscheinlich, z. T. wenigstens, auf Intrusionsnachwirkungen der sauren Magmen zurückzuführen sein.

Bergbau wird nur auf Goldseifen betrieben, und zwar im Fairbanks-Distrikt lediglich auf alluviale, während im Rampart-Distrikt sich auch diluviale, bis zu 500 feet über die heutige Talsohle aufsteigende Terrassengrande sich als bauwürdig erwiesen haben. Begleitmineralien des Goldes sind, abgesehen von Quarz, im Fairbanks-Distrikt Granat, Rutil, Magnetit, Cassiterit und gelegentlich Antimon und Wismut, während im Rampart-Distrikt, wo das Gold häufig einen nicht unbedeutenden Silbergehalt aufweist, sich ihm gediegen Silber, Hämatit und zuweilen auch Magnetit, Pyrit, Granat, Baryt und gediegen Kupfer zugesellen.

Von dem gediegenen Silber und Kupfer in den Seifen des Rampart-Distrikts wird vermutet, daß es oxydierten Kontaktmineralien diabasischer Intrusionen entstammt, die hier eine große Rolle gespielt haben.

Die Goldproduktion im Fairbanks-Distrikt betrug im Jahre 1905 ungefähr \$ 6 000 000 und stieg im Jahre 1906 auf über \$ 9 000 000, während in den gleichen Jahren der Rampart-Distrikt nur für \$ 200 000 und \$ 270 000 Gold lieferte, nachdem er aber bereits bis 1905 eine Totalproduktion von \$ 112 000 aufzuweisen hatte.

O. Zeise.

J. E. Spurr and G. H. Garrey: Economic geology of the Georgetown quadrangle (together with the Empire district), Colorado, with general geology by S. H. BALL. (U. St. Geol. Surv. Prof. Paper. 63. 4^o. 422 p. 87 Karten u. Taf. 155 Textfig. Washington 1908.)

Im Jahre 1859 wurden Goldseifen bei Idaho Springs, Clear Creek County, entdeckt und in demselben Jahre auch mehrere erzführende Gänge sowohl innerhalb des Georgetown quadrangle als auch in dem benachbarten Gebiet von Gilpin County. Die Totalproduktion von Clear Creek County bis einschließlich 1904 wird auf ungefähr \$ 84 000 000 geschätzt; sie umfaßt in der Hauptsache Silber, schließt aber auch für \$ 16 000 000 Gold, für fast \$ 4 000 000 Blei und für \$ 500 000 Kupfer ein. In den letzten Jahren wurde auch etwas Zinkerz gewonnen.

Das am Osthang der Colorado Range etwa über 230 square miles sich erstreckende Georgetown quadrangle ist zu $\frac{3}{4}$ in Clear Creek County und zum übrigen Teil in Park County gelegen.

Die Gesteine dieses Gebietes gehören, abgesehen von den Eruptivgesteinen von wahrscheinlich jungeretaceischem und tertiärem Alter und den quartären Bildungen, sämtlich dem Präcambrium an. Die ältesten Gesteine setzen einen großen Komplex von Gneisen und kristallinen Schiefen zusammen, die aus der Metamorphosierung von Sedimenten hervorgegangen sind. In diese Gesteine drangen große Massen präcambrische Intrusivgesteine ein, die vom ältesten zum jüngsten sind: Pegmatite und Hornblendegneise; in Gneis umgewandelter Quarzmonzonit; in Gneisgranit umgewandelter Granit; wenig veränderter Quarzmonzonit, der ungefähr das halbe Gebiet bedeckt; quarzführender Diorit zusammen mit „Hornblendit“; Biotitgranit, genannt Rosaliegneis; schließlich ein anderer Biotitgranit von besonderem Typus, genannt Silver Plumegranit. Pegmatite spielen überall eine große Rolle, da nicht nur fast alle granitischen Intrusionen von Pegmatitintrusionen begleitet oder gefolgt wurden, sondern solche auch nicht nur vor, sondern auch nach den granitischen Intrusionen reichlich auftraten. Fast alle Pegmatite enthalten Magnetit, der an einigen Stellen mehr als $\frac{1}{3}$ der ganzen Masse ausmacht.

Zum Schluß der Kreidezeit oder im ältesten Tertiär und für unbestimmte Zeit im Tertiär andauernd, setzten dann Porphyrgänge auf, die als Dacit, Granitporphyr, Alaskitporphyr, Bostonit, alaskitischer Quarzmonzonitporphyr, Biotitlatit und Alkalisyenit unterschieden worden sind. Im allgemeinen erst nach der Intrusion dieser Gesteine bildeten sich die Mineralgänge entlang Verwerfungsspalten, deren Entstehung ebenfalls jünger als die der Porphyrgänge ist.

Georgetown quadrangle umfaßt nicht einen in sich abgeschlossenen Minendistrikt, sondern stellt einen willkürlich gewählten Ausschnitt aus einer NO.—SW. streichenden Mineral- und Porphyrgangzone vor, die sich von Boulder bis über Leadville hinaus erstreckt. Innerhalb dieser Zone treten die Erze als Spaltenfüllungen auf, und zwar vorwiegend in den präcambrischen kristallinen Gesteinen, aber an vielen Stellen auch, wo die Zone durch Sedimentgesteine führt, als mehr unregelmäßige Ablagerungen besonders im Kalkstein.

Die Mineralgänge scheiden sich in silberführende und vorherrschend goldführende Gänge; die ersteren kommen rund um Georgetown vor, die letzteren in der Nachbarschaft von Idaho Springs. Indessen geht auch

eine Zone goldführender Gänge durch das Silbergebiet von Georgetown. Die goldführenden Gänge sind jünger als die silberführenden.

Die goldführenden Erze von Georgetown quadrangle sind typische pyritische Erze, die silberführenden typische Bleiglanz-Zinkblendeerze; in beiden Formationen ist Quarz das Ganggestein. Die Mineralisierung folgte den Intrusionen der Porphyrgesteine und ist ein genetischer Zusammenhang beider unverkennbar.

In dem durch silberführende Gänge gekennzeichneten Georgetown-Distrikt sind die Eruptivgesteine Alaskitporphyr, Granitporphyr, Quarzmonzonitporphyr und Dacit, in dem durch goldführende Gänge ausgezeichneten Idaho Springs-Distrikt Bostonit, Alaskitquarzmonzonit, Biotitlatit und Alkalisyenit.

Bei den Bleiglanz-Zinkblendegängen haben niedersinkende Oberflächenwässer in den oberen Teufen durch Auflösen und Wiederablageren einen beträchtlichen Wechsel in der Zusammensetzung der Erze und Konzentration bewirkt. Die Konzentrationszone ist nicht mehr überall vorhanden; sie ist stellenweise durch Erosion zertört worden, kann aber, wo die Erosion weniger wirkte, einige 100 m tief hinabreichen. Die ursprünglichen Erze sind vorwiegend Zinkblende mit Bleiglanz und Pyrit.

Die in der Hauptsache bei Idaho Springs auftretenden goldführenden pyritischen Erze enthalten außerdem ein wenig Kupfer und Silber, sowie Bleiglanz und Zinkblende in wechselnden Quantitäten. Die Bildung der goldführenden Gänge folgte unmittelbar der Intrusion gewisser fluorhaltiger Gesteine. Die mineralisierenden Agenzien können nur aufsteigende heiße Wässer gewesen sein und im Hinblick auf die Zusammensetzung der Mineralösungen, wie sie die Gangfüllung und die Umwandlung des Nachbargesteins (in Quarz, Sericit, Carbonate, Pyrit und Kaolin) zu erkennen gibt, erscheint die Annahme gerechtfertigt, daß die mineralisierenden Wässer sowohl als die in ihnen enthaltenen Gase magmatischen Ursprungs gewesen sind. Im Idaho Springs-Distrikt spielte die Intrusion phonolithischen Magmas, im Georgetown-Distrikt die monzonitischen Magmas die entscheidende Rolle.

Der Beschreibung der heißen Quellen von Idaho Springs ist auch ein Kapitel gewidmet und zum Vergleich sind die heißen Quellen von Glenwood, Colorado, und von Steamboat Springs, Nevada, herangezogen.

O. Zeise.

Atwood, W. W.: *Geology and Mineral Resources of parts of the Alaska Peninsula.* (U. S. Geol. Surv. Bull. 467. 137 p. 14 pls. 18 Fig. Washington 1911.)

Irving, J. D. and H. Bancroft: *Geology and ore deposits near Lake City, Colorado.* (U. S. Geol. Surv. Bull. 478. 128 p. 8 pls. 33 Fig. Washington 1911.)

Darton, N. H.: *Economic Geology of Richmond, Virginia and vicinity.* (U. S. Geol. Surv. Bull. 483. 48 p. 10 pls. 1 Fig. Washington 1911.)

Rogers, A. F.: *Orthoclase-bearing Veins from Rawhide, Nevada, and Weehawken, New Jersey.* (Econ. Geol. 1911. 6. 790–798. 13 Fig.)

- Warren, C. H.: The Barite Deposits near Five Islands, Nova Scotia. (Econ. Geol. 1911. 6. 799—807.)
- Kirk, C. T.: Conditions of Mineralization in the Copper Veins at Butte, Montana. (Econ. Geol. 1912. 7. 35—82. 2 Fig.)
- Mc Leish, J.: Preliminary Report on the Mineral Production of Canada 1910. (Canada. Dep. of Mines. 1911. 21 p.)
- Annual report of the division of Mineral resources and statistics on the Mineral production of Canada 1909. (Canada, Dep. of Mines. 1911. 291 p.)

Geologische Karten.

Geologische Spezialkarte des Königreichs Württemberg. Herausg. vom k. württ. statist. Landesamt. Blatt Schramberg No. 129 von M. BRÄUHÄUSER mit Beiträgen von A. SAUER. Maßstab 1:25 000, nebst Erläuterungen. 130 p. Stuttgart 1909.

Blatt Schramberg gehört dem Grenzgebiete zwischen dem südlichen Teile des württ. Schwarzwaldes und der als Schwarzwaldvorebene zu bezeichnenden Ebenen- und Hügellandschaft des oberen Neckartales an. Das westliche Drittel des Gebietes ist von kristallinen Tiefengesteinen, der östliche Teil vom Deckgebirge eingenommen, das durch Ablagerungen des Unterrotliegenden (einschl. Obercarbon) bis hinauf zu den *Nodosus*-Schichten des oberen oder Hauptmuschelkalkes repräsentiert wird. Bei der geologischen Untersuchung des dargestellten Gebietes wurde das gesamte Deckgebirge und Quartär von M. BRÄUHÄUSER, das Grundgebirge von A. SAUER aufgenommen und bearbeitet. Die Erläuterungen sind wie bei den früheren Kartenblättern in einen allgemeinen, einen speziellen und einen bodenkundlich-technischen Teil gegliedert.

Im Westen des Blattes haben wir hauptsächlich Granitlandschaft, Hauptgranit, der ohne scharfe Grenze mit Schlierengranit verbunden ist, durchsetzt von gescharten Gängen von Ganggraniten, Granophyren und Granitporphyren, welche letztere beide die Ganggranite durchsetzen, also jünger sind als diese. Nur im äußersten Nordwesten des Blattes ragt eine kleine Partie der Gneisformation des Kinzigtales in das Gebiet, Kinzigitgneis, dessen genetische Stellung noch unsicher ist. Diese Teile des Blattes, welche im Grundgebirge liegen und welchen nur zwei erhaltene Buntsandsteininseln aufgesetzt sind, sehen wir durch tiefeingeschnittene Täler reich gegliedert, während im Osten eine im allgemeinen eintönige, ganz schwach nach Osten geneigte, Hochebene sich findet. Das Deckgebirge wird hier aus paläozoischen und mesozoischen Schichten gebildet. Echtes Obercarbon, graue Schiefertone mit ganz kleinen Kohlenflözchen, ist nur durch Tiefbohrung bei Schramberg nachgewiesen, darüber folgt altes, eben ins Carbon überleitendes, Unterrotliegendes, bestehend hauptsächlich aus Arkosen mit pflanzenführenden Schiefern, welches meist in kleinen grabenförmigen Einbrüchen erhalten ist. Der Gesamtcharakter

der in den Schiefern gesammelten Flora deutet nach STERZEL's Untersuchungen auf Rotliegendes eventuell auf Obercarbon hin. Das Mittelrotliegende wird in der Hauptsache aus weichen roten bis violetten Tönen und roten graugrünen Aschentuffen gebildet. Das Oberrotliegende besteht größtenteils aus grobem Grundgebirgsschutt z. T. lettig, mit tonigem, tiefrotem Bindemittel oder es ist als grob-mittelkörnige Arkose entwickelt. Zahlreiche polierte Kantengeschleife finden sich unter den mittelgroßen Geröllen. Nach oben schließt ein Dolomithorizont mit Karneoleinlagerungen ab, die sogen. Karneoldolomite (? einschließlich Zechstein). Es ist aber ein lückenloser Übergang zum Buntsandstein vorhanden. Das Rotliegende, welches, wie Tiefbohrungen ergeben haben, bei Schramberg eine Gesamtmächtigkeit von 500 m hat, wie sie sonst in ganz Süddeutschland nicht vorkommt, wurde offenbar in Vertiefungen des Grundgebirges in südwest-nordöstlich verlaufenden Talzügen abgelagert. Alle größeren Rotliegendenvorkommen stehen mit z. T. grabenförmigen, in die Zeit vor dem Zechstein fallenden, Verwerfungen in Beziehung, wodurch sie der Erosion entzogen und erhalten worden sind. Noch vor Beginn der Triaszeit muß, wie sich aus der Verteilung des Rotliegenden ergibt, eine starke und anhaltende Erosionszeit gewesen sein.

Der Buntsandstein wird von Süd nach Nord immer mächtiger, steht aber in diesem Gebiete an Mächtigkeit weit hinter demjenigen der früher veröffentlichten Kartenblätter des nördlichen württembergischen Schwarzwaldes zurück. Seine Entwicklung ist daher auch eine etwas andere, es treten nicht mehr alle Glieder des Nordschwarzwälder Buntsandsteines auf.

Der untere Buntsandstein wird durch rote und weiße, wenig verfestigte, Arkosen und Sandsteine repräsentiert. Im mittleren Buntsandstein verschmelzen im Süden des Blattes unteres oder Eck'sches Konglomerat und oberes oder Hauptkonglomerat derart, daß der geröllfreie mittlere oder Hauptbuntsandstein (Bausandstein) nicht mehr ausgeschieden werden kann, erst nach Norden zu findet eine Abnahme der Geröllführung im mittleren Horizonte statt, die Geröllführung verschwindet aber erst über der Grenze des Kartenblattes. Eine knochenführende Schicht mürben dolomitischen Sandsteins mit reichlich Tongallen, welche das Hauptkonglomerat gegen den Plattensandstein nach oben abschließt, kann als Grenzbank gegen den oberen Buntsandstein angesehen werden, der in: a) Geröllfreie, glitzernde, hellfarbige Sandsteine, b) Plattensandstein und c) Rötthone gegliedert wird.

Der Muschelkalk, schon durch seine graue Farbe von dem roten Buntsandstein sich abhebend, ist genau wie auf den früher erschienenen Blättern gegliedert. Der untere Muschelkalk, das Wellengebirge, ist wenig aufgeschlossen. Vor Besprechung der jüngeren Bildungen, der Quartärformation, ist ein Abschnitt über Tektonik und Mineralgänge eingeschaltet. Es lassen sich drei Störungsrichtungen unterscheiden: Die variskische mit SW.—NO., die hercynische mit SO.—NW. und die Rheintalrichtung mit SSW.—NNO. Der hercynischen Richtung gehören an: Die Schramberger Hauptverwerfung, das System der Spalten längs der Eschach, die Schiltacher

Spalte und die als Ausläufer der Erzgänge von Wittichen herüberziehenden Erzgänge, Klüfte und Störungen. Besonders die Entstehung des Schramberger Kessels, durch dessen Einbruch die mächtigen Rotliegenden-schichten der Erosion entzogen wurden, wird ausführlich erläutert. Die Schramberger Hauptverwerfung tritt durch eine Verkiezelungszone, ein, an den bayrischen Pfahl erinnerndes, verquarztes Felsriff schon landschaftlich deutlich heraus.

Die Gebilde der Quartärformation gliedern sich im Diluvium in höhergelegene Flußschotter in 4 verschiedenen Höhenlagen, in Spaltenlehme, Böhnerzlehme, Verwitterungsdecken mit geringer äolischer Beimengung (von Lößlehm), Lößlehm und Gehängeschuttmassen, im Alluvium in Aufschüttungen im Gebiete der Wasserläufe, Rohhumusbildungen, anmoorige Flächen, missige Flächen, Ortsteinbildung (welche verhältnismäßig selten und unvollkommen ist) und Torf.

Im dritten „Bodenkundlich-technischen Teil“ werden die Bodenverhältnisse in land- und forstwirtschaftlicher Beziehung beleuchtet. Auf der Kartenlegende sind die Böden auch nach rein bodenkundlichen Gesichtspunkten ausgeschieden, als Tonmergelböden, dolomitischer Mergelboden, Sandboden etc. Durch in dreifach verschiedener Stärke gehaltene Buchstabensymbole wird der verschieden hohe Gehalt an Ca, Mg, K bei den wichtigsten Bodenarten am Kartenrande angegeben. In den Erläuterungen, welche zahlreiche chemische und mechanische Analysen der besprochenen Böden geben, ist die geologische Einteilung zu Grunde gelegt: in 1. Gneisböden, 2. Granitböden, 3. Rotliegendeböden, 4. Buntsandsteinböden, 5. Muschelkalkböden (wobei die Böden der einzelnen Glieder von 3, 4 und 5 je besonders besprochen werden), 6. Böden der Diluvialterrassen und Lößlehm Böden, 7. Böden der tiefgründigen Verwitterungsdecken, 8. Böden des gemischten Gehängeschuttes, 9. Böden der Anschwemmungen in den Tälern, 10. Rohhumusböden.

Die technische Verwendung der im Blattgebiete vorkommenden Gesteine für Schotterzwecke, Bauzwecke, als Meliorationsmittel, Tone für Industriezwecke, Lehme für Ziegeleien etc. werden ausführlich besprochen und der früher betriebene Bergbau auf den Erzgängen, den Ausläufern der Gänge von Wittichen und auf den Böhnerzflözen erwähnt; desgleichen werden am Schlusse die Quellen und verschiedenen Quellhorizonte erörtert, von welcher letzteren als wichtigster, weil beständiger, Quellhorizont die Obergrenze des Grundgebirges in Betracht kommt, die alte Denudationsfläche, welche Grund- und Deckgebirge trennt und häufig als besiedelte Terrasse über der Talsohle sich abgliedert.

Wie die früher erschienenen Blätter der geologischen Spezialkarte, so zeichnet sich auch Blatt Schramberg durch außerordentliche Zuverlässigkeit und Pünktlichkeit der Aufnahme und durch eine Fülle von Detailangaben sowohl auf der Karte als in den umfangreichen Erläuterungen aus.

Plieninger.

Geologische Spezialkarte des Königreichs Württemberg. Herausg. vom k. württ. statist. Landesamt. Blatt Stammheim No. 80, von A. SCHMIDT. Maßstab 1:25 000 nebst Erläuterungen. 56 p. Stuttgart 1909.

Blatt Stammheim grenzt an die schon früher erschienenen Blätter Simmersfeld im Westen und Nagold im Süden.

Das flach nach Osten sich senkende Gebiet wird von der Nagold in nordsüdlicher Richtung durchflossen; es weist zwei resp. drei verschiedene Landschaftstypen auf. Der Nordwesten des Blattes zeigt echten Schwarzwald-, der Südwesten Vorschwarzwaldcharakter, während die auf dem rechten Nagoldufer liegende Hälfte ganz den Charakter des „Heckengäu“, in der Südostecke den des eigentlichen „Gäu“ trägt. In der westlichen Hälfte, links der Nagold, haben wir es fast ausschließlich mit mittlerem und oberem Buntsandstein nebst einigen aufgesetzten Komplexen des Wellengebirges zu tun, im östlichen Teile beteiligen sich die höheren Schichten am Aufbau und zwar vom mittleren Buntsandstein bis herauf zum unteren Keuper, der Lettenkohलगruppe.

Das Grundgebirge tritt auf dem Blatte nirgends zutage, es hat sich nur bei einer Spülbohrung bei Bad Teinach mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit das Anstehen eines Zweiglimmergranites in 40 m Tiefe ergeben.

Das Deckgebirge ist nur bis auf den unteren mittleren Buntsandstein eingeschnitten. Die petrographische Beschaffenheit und die Gliederung des Buntsandsteines ist die nämliche, wie auf den Nachbarblättern Simmersfeld und Altensteig und den Blättern Freudenstadt, Obertal-Kniebis, Baiersbronn und Nagold (siehe die Referate in dies. Jahrb.!). Im oberen oder Hauptkonglomerat des mittleren Buntsandsteins ist paläontologisch wichtig eine auch petrographisch sehr charakteristische Grenzschicht gegen den oberen Buntsandstein, welche, meist handhoch, Knochenreste von Wirbeltieren, meist scharfkantige Knochenbruchstücke in vivianitischer Erhaltung, zusammen mit abgerollten Quarzen enthält. Der Plattensandstein des oberen Buntsandsteins hat hier zum ersten Male hestimmbare, z. T. gut erhaltene Pflanzenreste geliefert, wie *Anomopteris Mougeoti* BRGT., *Equisetites (Equisetum) Brongniarti* SCHIMPER und andere.

Die Ausbildung des Muschelkalkes ist dieselbe, wie auf den Blättern Nagold, Altensteig (vergl. dies. Jahrb. 1909. II. - 418-) und Freudenstadt. Zu erwähnen wäre, daß auf Blatt Stammheim die Hornsteine des mittleren Muschelkalkes die auf den südlichen und westlichen Blättern beobachtete oolithische Ausbildung nicht zeigen.

Der untere Keuper, die Lettenkohलगruppe, ist durch feinkörnige Sandsteine z. T. mit kohligen Pflanzenresten und durch tonige, oft dunkle, sandige oder bräunlich-gelbe Dolomitlagen vertreten.

Erdfälle treten im Osten des Blattes häufig auf, so in der Lettenkohle und besonders häufig im Trochitenkalk, die größten in den *Nodosus*-Schichten.

Von jüngeren Bildungen (Quartärformation) sind besprochen:

1. Alte Flußterrassen im Nagoldtale und zwar 4 Terrassen der eiszeitlichen Nagold. 2. Der Löß und Lößlehm. Als am weitesten schwarzwaldeinwärts gelegen, wird ein Lößvorkommen mit typischen Lößschnecken bei Teinach erwähnt. 3. Die Schuttbildungen der Gehänge z. T. durch kalkiges Cement verkittet. 4. Die Kalktuffbildungen in oder in der Nähe der Talsohlen im Areal des Hauptmuschelkalkes. 5. Die Alluvionen in den Talsohlen der Flüsse und Bäche, sowie die gleichfalls durch besondere Signatur auf der Karte ausgezeichneten hierher gehörigen Schuttkegel am Ausgang der Nebentäler.

Den Schluß des speziellen Teiles bildet ein Abschnitt „Tektonik und Gänge“. Das Einfallen der Schichten ist bei SW.—NO.-Streichen ein äußerst geringes, aber aus über ein Dutzend Verwerfungen, bei welchen meist ein Absinken der Ostscholle stattfand, resultiert doch als Gesamtwirkung, daß im Westen die Grenze mittlerer-oberer Buntsandstein, im Osten die Grenze Muschelkalk—Keuper auf genau gleicher Höhe liegen.

Die Richtung der Störungen und Verwerfungen ist NW.—SO. bis W.—O., gehört also zum Freudenstädter System. Nahezu senkrecht dazu streichen drei Verwerfungen in der Nordwestecke des Blattes mit NNO.—SSW., sie werden dem Oberrheinalgrabensystem zugezählt.

Die zum Freudenstädter System gehörigen Sprünge bei Neubulach sind dort Träger der Kupfer-Silbererzgänge.

Im „Bodenkundlich-technischen Teil“ sind die Böden nach der geologischen Gliederung ausgeschieden, am Kartenrande in der Legende der größere oder geringere Gehalt an Ca, Mg, K in verschiedenen Druckarten angegeben.

Die Böden der einzelnen Abteilungen des mittleren und oberen Buntsandsteins, des Muschelkalkes und Keupers, die Lößlehm Böden, die Böden der verschiedenen Schuttbildungen, sowie diejenigen der jüngeren Anschwemmungen werden gesondert behandelt. Im zweiten Teil dieses Abschnittes werden unter „Technisches und Hydrologisches“ die als Schottermaterial brauchbaren Gesteine, die Bausteine und das Material zur Ziegelerbereitung besprochen, sowie die Süßwasser und Mineralquellen, namentlich die erdig-alkalischen Sauerlinge von Teinach, welche ein weitverbreitetes Tafelwasser liefern.

Den Schluß der Erläuterungen bilden Tabellen der mechanischen Bodenanalysen, sowie von Analysen der Teinacher Mineralquellen, nebst einiger Süßwasserquellen. Wie bei den übrigen Blättern so veranschaulichen auch hier zwei Profile am Unterrande der Karte die allgemeinen Lagerungsverhältnisse, ein normales Schichtenprofil im Maßstab 1:2500 gibt die sämtlichen Glieder im Verhältnis der mittleren Mächtigkeiten der Schichten. Blatt Stammheim reiht sich hinsichtlich Aufnahme und Ausführung den seither erschienenen Blättern würdig an die Seite.

Plieninger.

Kilian, W.: Revision de la feuille de Vizille au 80 000^e et carte au 320 000^e. (Bull. Serv. Carte géol. France. 21. 1911. 3 p.)

Schmidt, A.: Blatt Dornstetten—Dettingen 1:25 000 mit Erläuterungen. 1911. 80 p.

Schmidt, M.: Blatt Rottweil 1:25 000 mit Erläuterungen. 1911. 105 p.

Topographische Geologie.

Clemens Lebling: Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. (Geognost. Jahresh. 1911. XXIV. Jahrg. Mit 1 Karte, Profiltaf., 10 Profilen u. 2 Abb. im Text.)

Verf. scheidet in seinem Untersuchungsgebiet folgende Schichtglieder aus, welche er auf einer schönen, bunten geologischen Karte 1:25 000 zur Darstellung bringt.

Die tiefsten Glieder bilden die Werfener Schiefer, die in zwei Horizonten ausgebildet sind. Die unteren sandigen roten Schiefer führen *Lingula tenuissima*, *Anodontophora fassaensis*, *Myophoria costata*, *M. orbicularis*, *M. ovata*, *Pseudomonotis Clarae*. Die oberen Werfener Schiefer führen *Lingula tenuissima*, *Anodontophora fassaensis*, *Gervillia mytiloides*, *Hinnites comptus*, *Myophoria costata*, *M. ovata*, *Pecten tirolicus*, *P. discites*, *Pseudomonotis inaequicostata*, *P. Telleri*, *P. Venetiana*, *Natica gregaria*, *N. costata*, *Meekoceras* sp.

Das Haselgebirge ist unabhängig von Werfener Schichten und soll stets an Brüchen in oder unter basalem Ramsadolomit liegen.

Dann folgen Ramsadolomit, *Cardita*-Schichten und der obere Ramsadolomit, welcher bereits z. T. norisch sein dürfte.

Der nun folgende Dachsteinkalk enthält in den tieferen Lagen zwei fossilarme Gesteinstypen, einen weiß kalkigen, einen bräunlich dolomitischen, welche sich in großen Bezirken miteinander verzahnen. Ein Teil des Dachsteinkalkes soll bereits ein rhätisches Alter haben.

Der Jura fehlt in dem untersuchten Gebiet. Die Kreide, d. h. Gosauschichten sind reichlich entwickelt und zwar in zwei Bezirken. Zunächst liegen sie einmal konkordant auf dem Dachsteinkalk in dem eigentlichen Gebirge und dann umsäumen sie zum andern seinen Nordsockel, den Südrand des Reichenhaller Kessels, und ein einzelnes Vorkommen liegt im Tongraben.

Die untere Gosaukreide des Hochgebirgsteiles ist kalkig. An Fossilien werden aus einer dünnen Mergellage angegeben:

Exogyra cf. *Matheroniana*, *Tajus Martiniana*, *Omphalia* cf. *Giebeli*, *Micraster* cf. *cor anguinum*, *Rhynchonella compressa*, *Terebratula striatula*, *Inoceramus impressus*, *I. aff. cuneiformis*, *I. cf. regularis*.

Die obere Gosaukreide des Hochgebirges ist mergelig-sandig und lithologisch gesprochen flyschähnlich mit reicher Fauna. Bemerkenswert sind *Inoceramus digitatus* und *I. salisburgensis*, welch letzterer häufig

sonst nur im Flysch des Vorlandes gefunden wird. Es lassen sich in dieser jüngeren Gosau, welche mit den Glanecker Schichten gleichalterig ist, zwei Faunenbezirke unterscheiden, der NW. führt große Formen und der SO. ist durch eine Mikrofauna ausgezeichnet.

Die Gosauschichten des NO.-Sockels des Lattengebirges sind z. T. Kalke, z. T. Konglomerate mit ortsfremden Komponenten. Interessant sind die riesigen Hippuriten (1 m und darüber), welche eine ganze Bank zusammensetzen. Die Altersbestimmung ergibt, daß die Gosauschichten des Nordsockels gleichalterig denen des Hochgebirges sind und dem Coniacien, Santonien angehören.

Die Nierenthaler Schichten liegen auf der Gosau, doch läßt sich nicht entscheiden, ob eine Konkordanz vorliegt; jedenfalls glaubt Verf. den Nachweis geführt zu haben, daß nicht nur die Gosaukreide, sondern die gesamte jüngere Kreide von Salzburg, Reichenhall einheitlich entwickelt ist. Das Eocän wird repräsentiert durch tiefere Korallenkalke mit unbestimmbaren Foraminiferen und darüber mechanisch abgelagerte mergelig-sandige Schichten mit *Numm. striatus*.

Besonders interessant sind einige Gesteine unsicherer Stellung. Ein dunkelgrauer Kalk ohne Fossilien, dann Hallstädter Kalk ohne Verband mit irgendwelchen anderen Schichten isoliert aus dem Moränenschutt auftauchend, schließlich Beauxit und der lang bekannte Diabasporphyrat vom Sillberg, welcher mit seinem unteren Teil im Werfener Schiefer steckt. Weil ähnliche Gesteine im Flysch des Algäu und in der Gosau des Salzkammergutes vorkommen, soll der Porphyrat ein junges Alter haben.

Im tektonischen Teile wird ausgeführt, daß die Brüche über die Faltung vorherrschen. Eine SW.-Scholle wird durch NW. und ONO. streichende Brüche zerteilt. Eine zweite Hauptscholle enthält das Rückgrat der ganzen Gebirgsmasse, welche im O. und W. an Brüchen absinkt. „Eine eigenartige Rolle spielen endlich die dem nördlichen und nordöstlichen Sockel des Gebirgs vorgelagerten Nierenthaler und Eocänschichten. Sie sind bei der Hebung des Gebirgs losgerissen worden und in der Tiefe zurückgeblieben.“ Ihre Deutung als ein tektonisches Fenster wird abgelehnt.

Auch die HAUG'schen Angaben über einen Deckenbau in den Ostalpen werden besprochen. Nach HAUG (vergl. dies. Jahrb. 1910. I. -95-) gehören die Werfener Schichten mit ihren Gipsen zu der Salzdecke, das eigentliche Lattengebirge zur Dachsteindecke. Der isolierte Block Hallstädter Kalk wäre der Hallstädter Decke zuzurechnen, welche sich zwischen Dachsteindecke und Salzdecke einschaltet, während der tiefsten bayrischen Decke die Gosau des Vorlandes zugehören sollte. Die Verhältnisse im Süden des Untersuchungsgebiets sprechen nach dem Verf. für die HAUG'sche Theorie, während sie am Nordrand dagegen sprechen. Daß die aus der Detailtektonik abgeleiteten Gegengründe gegenüber den regionalen Gesichtspunkten zurückstehen, sie sich außerdem durch nachträgliche Verwerfungen und geringfügige Verschuppung anders erklären ließen, sucht man vergebens in den Ausführungen des Verf.'s. Nach ihm ist die

Grenze zwischen Dachsteingosau und der bayrischen Gosau eine Verwerfung und ein einheitliches Gosaumeer hat eng benachbarte zentrale und die nördlichen Vorkommnisse seines Arbeitsgebiets gebildet. Das Lattengebirge ist nicht gegen den Flysch von Süden heranbewegt worden und „wenn eine Überschiebung des Lattengebirgs überhaupt erfolgt ist, dann hat sie entweder über eine kurze Strecke hin, oder sie hat vor der Gosauzeit stattgefunden“. (Vergl. das Zitat von OTTO WILCKENS.)

Alle neueren Arbeiten über den Deckenbau der Ostalpen werden zwar vom Verf. zitiert, aber deren Gründe einer Diskussion nicht immer unterzogen, weshalb der Leser im unklaren bleibt, worin das Unzulängliche der Anschauungen von LUGEON, TERMIER, STEINMANN und SUESS besteht.

Derselbe Verf. hat in dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXI, Heft 3 Beobachtungen an der Querstörung Abtenau—Strobl im Salzkammergut publiziert, worin die HAUG'sche Deckendeutung für Salzkammergut abgelehnt wird und eine mächtige vorsenone Überschiebung festgestellt wird.

Da für die Leser dieses Jahrbuchs ein Referat über im Jahrbuch erschienene Arbeiten sich hier erübrigt, so sei nur auf eine ablehnende Kritik hingewiesen, welche zeigt, daß die vom Verf. beobachteten Tatsachen nicht eindeutig sind.

In der geologischen Rundschau hat OTTO WILCKENS eine zum mindesten sehr interessante Kritik geübt, welche ich mir nicht versagen kann, hier anzuführen: „LEBLING sagt, die Gosaukreide hinge wie eine Draperie über den bayrischen Gesteinen einer- und den Dachsteingesteinen anderseits. Wäre dem wirklich so, dann müßte die Überschiebung der Dachsteingesteine über die bayrischen vorsenonisch sein. Aber aus dem, was LEBLING mitteilt, muß man schließen, daß eine „bayrische Decke“ mit Gosauschichten als jüngstem Glied der Schichtfolge unter einer Decke von Dachsteingesteinen mit Gosauschichten als jüngstem Schichtglied liegt. In keinem der mitgeteilten Profile sehen wir Gosauschichten über eine ältere Störung, sei es Bruch, sei es Überschiebung, transgredieren. Daß die Kreidedraperie einheitlich ist, daß sie nicht zu einem Teil zu der einen und z. T. zu der anderen Decke gehört, wird von LEBLING nicht bewiesen. Sein Profil (Fig. 7) zeigt, wie die Gosaukreide mit Aptychenkalk unter den Dachstein mit Gosau einschießt. Die Überschiebung ist also nachsenonisch. Wenn Verf. meint, das Gosaubecken sei ein viel zu großes Loch, als daß die Erosion es erst nach einem tertiären Deckenschub hätte erzeugen können, so möchte man fragen, ob das Fenster des Prättigau oder des Linthtals etwa geringere Erosionsarbeit voraussetzen? Und deren tertiäres Alter ist doch unbestreitbar.

Was meint Verf. mit seinen Ausführungen zu erreichen? Das Salzkammergut hat doch nicht seine spezielle Tektonik. Gibt es hier vorsenone Überschiebung, so müssen auch die anderen Teile der Ostalpen dieses Alter haben. Wer das aber behaupten will, der muß auch eine Aufklärung darüber geben, wie er sich dann das Verhältnis der ostalpinen Decken zu denen westlich des Rheines denkt.

Es ist merkwürdig, daß immer wieder die polygenen Konglomerate den Gegnern der Deckentheorie so viel Schwierigkeiten machen. LEBLING's Forderung, daß man bei tief lagernden, diskordant-transgressiven Schichten für eine Überdeckung durch ältere Schichten einen besonderen Beweis für die Nichtanlagerung in der Tiefe bringen müsse, ist ganz ungerechtfertigt. Für solche Schichten ist die Beweisführung dieselbe, wie für andere nicht transgressive. Die alpine Faltung hat alle Gesteine in die Deckenbildung gezwungen, auch transgressive Konglomerate. Das streifenförmige Auftreten der Kreide am Schubrand (was wird darunter verstanden? der Stirnrand?) kann LEBLING sich bei der Annahme eines tertiären Deckenschubes nicht erklären. Schnitte von zur Erdoberfläche geneigten Erosionsflächen mit flachlagernden Decken müssen doch immer Streifen von geologischen Formationen ergeben.“

Diese Einwendungen von OTTO WILCKENS zeigen, daß die Beobachtungen des Verf.'s auch eine andere Auslegung gestatten. **Welter.**

Hans Arlt: Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. (Landeskundl. Forsch. herausgeg. v. d. geogr. Ges. München. Heft 12. 1 bunte Karte 1:25 000 und 18 Fig. im Text.)

Das hier behandelte Gebiet, ein Teil der östlichen oberbayrischen Alpen südöstlich des Chiemsees, umfaßt eine Schichtenfolge von Trias bis Kreide. Es wurden vom Verf. auf der Karte ausgeschieden Werfener Rauhacke, Muschelkalk, Wettersteinkalk, Raibler Schichten mit z. T. reicher Fauna, Hauptdolomit, Plattendolomit mit *Rissoa alpina* und Kössener Schichten. Aus den Lias-Fleckenmergeln wird eine *Spiriferina* n. sp. beschrieben. Es folgen Dogger, z. T. oolithisch, und oberjurassische rote Mergelkalke, die z. T. dem Ammonitico rosso ähnlich werden, mit *Apt. punctatus*. Das auf die nördliche Region beschränkte Cenoman führt *Orbitulina concava* und seine groben und feinen Konglomerate keine ortsfremden Gesteine.

Die Gosau, nur in einem kleinen Aufschlusse beobachtbar, charakterisiert sich durch die exotischen Gerölle.

Die Tektonik ist kompliziert. Verf. kann eine Region der Vorberge unterscheiden und das Rauschberg-Sonntagshornmassiv.

Dieses letztere besteht nur aus Trias ohne Kössener Schichten, während die Region der Vorberge die ganze Schichtenfolge mit Ausnahme der unteren und mittleren Trias umfaßt. Die Rauschberg-Sonntaggruppe stellt eine durch Verwerfungen mehrfach gestörte Mulde dar, welche der Vorbergszone überschoben ist. Diese besitzt eine komplizierte Lokalttektonik, welche durch spätere Einbrüche bedeutend gestört erscheint. Das Streichen geht allgemein von WNW.—OSO. und vier Faltenzüge drängen sich in den Vorbergen zusammen. Die Trias und der Jura sind hier von einem Grundkonglomerat der Cenomanmergel überlagert, als ob

diese vorcretaceischen Felsrippen einst als Klippen aus dem Jurameere aufgeragt hätten. Nach Norden zu grenzt die Vorbergszone an den Flysch und diese Grenze steht steil.

Da das Gebiet des Rauschbergs mit Sonntagshorn eine Schubmasse darstellt, so sind die Längsverwerfungen wahrscheinlich eine Begleiterscheinung dieses Vorgangs. Auch die Mächtigkeit des Hauptdolomits findet so ihre Erklärung, sie ist durch Schuppung bedingt; seine Schichtköpfe blicken nach Norden.

Verf. erörtert dann die Frage, wie sein Arbeitsgebiet der Deckentheorie gegenüber sich stellt. Zunächst sind die Grenzen zwischen helvetischem Flysch, tieferer Decke (Vorbergszone) und höherer Decke (Rauschberg-Sonntagshorn) steil und nicht flach, es fehlen liegende Falten am Stirnrand der Überschiebungen. Dagegen sprechen O.—W. verlaufende Rutschstreifen im Sinne einer von ROTHPLETZ angenommenen O.—W.-Bewegung des Ostalpenkörpers.

Dazu wäre zu bemerken, daß die Deckentheorie keineswegs verlangt, daß die wurzellosen Massen durchaus immer mit Mittelschenkel ausgebildet sind. Bei dem auch vom Verf. zitierten Bd. III des „Antlitz der Erde“ steht z. B. (III. Bd. 2. p. 206): „Die späteren Dislokationen des Hochgebirgs sind Massenbewegungen, nicht Faltungen im einzelnen — die Kalkzone wurde als Ganzes vorwärts getragen, nachdem sie gefaltet war.“ (p. 617.) „Von den Sohlen dieser großen Bewegungen läßt sich dermalen kaum mehr sagen, als daß nichts auf einen Ursprung aus Faltung hinweist, und daß sie wahrscheinlich unter einem flachen Winkel schräg aufsteigen.“

Verf. hätte bemerken können, daß ja auch seine Grenzlinien zwischen den tektonischen Elementen später erst ihre Steilstellung hätten erwerben können, besonders wo eine ganze Reihe von Störungen in der nördlichen Kalkzone namhaft gemacht sind, welche jünger sind als die tektonischen Bewegungen großen Stiles.

Die O.—W. verlaufenden Rutschstreifen werden, wie immer von den ROTHPLETZ-Schülern, für einen Schub aus Osten für beweisend erklärt, der erste, der richtig bemerkt, daß sie ebenso beweisend sind für einen Schub aus Westen, ist LEBLING.

Welter.

C. A. Haniel: Die geologischen Verhältnisse der Süabdachung des Algäuer Hauptkammes und seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgeru bis zum Wilden. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911. Mit 4 Taf.)

Das hier behandelte Gebiet, zwischen dem Algäuer Hauptkamm und dem Lech gelegen, hat den Vorzug, eine genaue topographische Karte des D.Ö.A.V. dem kartierenden Geologen zu bieten, welche als geologische Karte publiziert werden soll, sobald das Blatt ganz kartiert sein wird. Die stratigraphischen Verhältnisse sind nach dem Verf. dieselben wie in den von MYLIUS und SCHULZE behandelten Nachbargebieten (vergl. dies.

Jahrh. 1910. I. -99-, -100-). Die Schichtenfolge beginnt mit Raibler- oder Arlberg-Rauhacken, dann folgen Hauptdolomit, Plattenkalke, Kössener, unterer roter Lias, Liasfleckenmergel, Aptychenschichten, Kreideflysch mit senonem Foraminiferenmergel und Gosaukreide, das obere Senon vertretend.

Der Kreideflysch mit den darüber liegenden senonen Foraminiferenmergeln gehört keiner tieferen Decke oder Schuppe an, da er in allen Aufschlüssen die Aptychenschichten überlagert.

Von besonderem Interesse ist das Konglomerat der Gosaukreide. In einem seiner Blöcke fand Verf. *Hippurites Oppeli* sowie *H. socialis* (vergl. dies. Jahrb. 1910. I. -102-). Es folgt nun eine Serie von lichten oberen, senonen Mergeln mit *Turritella Tittoniana*, *Cerithium furcatum*, *C. sociale*, *Actaeon Blankenhorni*, *Laxispira trochleata*, *Gryphaea vesicularis*, *Janira quadricostata*, *Astarte similis*, *A. subsimilis*, *Nucula subredempta*, *Serpula subtorquata*.

Die tektonischen Verhältnisse treten auf den bunten tektonischen Profilen und den bunten Profilen außerordentlich klar hervor. Die tiefste Schuppe ist die Algäuer Schubmasse, dann folgen Algäuer Hauptkammschuppe, die Ramstallschuppe, die Ellenbogener Schuppe und die Burkopfschuppe, und zwar so, daß stets die nördlichen von den von Süden sich herandrängenden überschoben werden. Besonders instruktiv ist das Verhältnis zwischen den zwei ersteren.

Bezüglich des Zusammenfallens tektonischer und fazieller Grenzen erkennt man, daß in diesem Gebiet die Algäuer Schubmasse nur Schichtglieder bis zum Liasfleckenmergel umfaßt.

Die über ihr liegende Algäuer Hauptkammschuppe umfaßt auch noch keine cretaceischen außer den Gosauschichten, welche erst in den darüber folgenden tektonischen Elementen in Erscheinung treten in den Ramstall-, Ellenbogen- und Burkopfschuppen, und zwar so, daß der senone Kreideflysch in beiden tieferen Schuppen vertreten ist, während die südlichste Schuppe wieder die Fazies Algäu-Hauptkammschuppe aufweist, soweit es die Angaben des Verf.'s erkennen lassen.

Zahlreiche Sprünge durchsetzen das Gebiet, und zwar konnten zunächst solche beobachtet werden, welche nur auf ein einzelnes tektonisches Element beschränkt sind; es sind die älteren Verwerfungen und dann andere, die jüngeren, welche durch mehrere Schuppen hindurchgehen.

Der Abschnitt über das Diluvium enthält im wesentlichen eine Bestätigung und Erweiterung ins Detail der schon früher von PENCK mitgeteilten Tatsachen. Es sei erwähnt, daß Verf. die Vermutung von SCHULZE (l. c.) nicht teilt, daß der Trettachgletscher über das Mädelsloch mit dem Lechgletscher in Verbindung gestanden hat.

In der Schlußfolgerung versucht Verf. aus dem lokaltektonischen Bild Schlüsse auf die Richtung zu gewinnen, aus der die beträchtlichen Überschiebungen sich herleiten. Weil die von N. nach S. aufeinanderfolgenden Schubflächen $\pm$ steil stehen, kann die Überschiebung nicht aus S. herkommen, denn sonst hätte vor der Aufrichtung der südliche Teil um mindestens 3000 m tiefer liegen müssen als heutigentags. „Nehmen wir aber an,

daß auf den nach S. einfallenden Schubflächen die Bewegung eine horizontale war und aus Osten erfolgte [warum nicht aus Westen? Ref.], so sind wir diesen unmöglichen Forderungen enthoben.“

Der theoretische Schlußteil scheint dem Ref. an Wert den tatsächlichen Beobachtungen im Felde durchaus nachzustehen. Vielmehr könnte man aus SWW.—NOO.-Streichrichtung der Sättel und Mulden mit mehr Berechtigung einen Schub aus SSO. ableiten. Wie denn überhaupt die hier beobachteten Tatsachen in keiner Weise dem Deckenbau der Ostalpen entgegenstehen. Die heutige Steilheit der Schubflächen braucht nicht unbedingt primär zu sein.

Welter.

Harald Pontoppidan: Die geologischen Verhältnisse des Rappenalpentaales sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. (Geognost. Jahresh. München 1911. XXIV. Jahrg. 1 bunte geol. Karte 1:25 000. 1 Profiltaf. u. 3 Abbild. im Text.)

Das südlich von Obersdorf und an der linken Talseite der Stillach gelegen zieht sich nach Süden bis zum Biberkopf hin und ist geologisch, sowohl tektonisch wie stratigraphisch, genau gleich dem an der rechten Talseite der Stillach gelegenen von SCHULZE kartierten Gebiete (vergl. dies. Jahrb. 1910. I. - 99 -) und hat natürlich nur geologisch Bekanntes wiederholt.

An der Schichtenfolge beteiligen sich Hauptdolomit, Plattenkalke, Kössener Mergelkalke, obere rhätische Kalke, Liaskalk, Liasfleckenmergel, Aptychenkalk, Schrattenkalk, Gault, Seewenschichten, Flysch. Tektonisch gliedert sich das Gebiet von N. nach S. in das Flyschvorland mit Seewenkreide und Alpenmelaphyr, ein Faltensystem bildend, welches nach N. und NO. überkippt ist.

Die Algäuer Schubmasse, auf dem Flysch heraufgeschoben, umfaßt die Schichtenfolge bis zum Lias, während die südlich auf ihr ruhende Lechtaler Schubmasse sich aus Hauptdolomit und Plattenkalk zusammensetzt. (Bei SCHULZE l. c. auch noch Kössener.) Ebenso wie SCHULZE schließt sich Verf. dem ROTHPLETZ'schen Schube aus O. an, ohne die Möglichkeit eines Schubes aus anderen Himmelsrichtungen zu diskutieren. Seine Profile und Karte zeigen für den, der nicht auf die ROTHPLETZ'sche Schulmeinung eingeschworen ist, einen Schub aus SO.

Welter.

Leopold Kober: Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. (Mitt. geol. Ges. Wien. 2. 1909. 492—511. 1 Lichtdrucktaf.)

Verf. untersuchte das Gebiet des Schneeberges unter dem Gesichtswinkel, ob Anzeichen größerer Überschiebungen bemerkbar sind. Die lokale Tektonik ist ausführlich beschrieben, doch da Verf. keine Karten und Profile beilegt, so ist es demjenigen, welchem die unveröffentlichten österreichischen geologischen Spezialkarten nicht zur Verfügung stehen, nicht ganz leicht, dem Gedankengang des Verf.'s kritisch zu folgen.

„Es ergeben sich für die Tektonik des Schneeberggebietes zwei große Deckensysteme.

Ein unteres bestehend aus der Carbon-Permserie mit der voralpinen Entwicklung auf dem Rücken; letztere ist aber durch das obere Deckensystem von ihrem Untergrunde losgetrennt und als eine selbständige Abscherungsdecke weiter nordwärts verfrachtet worden.

Das obere Deckensystem baut sich aus silurisch-devonischen Kalken und Schiefen auf, denen große Decken von Quarzporphyren aufliegen. Diese Unterlage trägt das mesozoische System der hochalpinen und der Hallstädter Entwicklung.

Beide Faziesgebiete bilden, z. T. selbst wieder losgelöst von ihrem Untergrunde, Teildecken. Die tiefere ist die Hallstädter Decke; ihr liegt die hochalpine Decke auf.

Das untere als auch das obere Deckensystem gehören der ostalpinen Decke an.“

Welter.

Albert Spitz: Der Höllensteigzug bei Wien. (Mitt. geol. Ges. Wien. 3. 1910. 1 bunte geol. Karte beigelegt in Heft 1, 2. 1910. 2 Profilaf. 15 Textfig.)

Es ist ein Verdienst des Verf.'s, mit der vorliegenden Arbeit eine große Lücke ausgefüllt zu haben, denn Wien besaß merkwürdigerweise keine moderne geologische Karte seiner nächstgelegenen Berge.

Das hier kartierte Gebiet (1 : 25 000) reicht von Wien bis nach Dornbach im SW., bis nach Klausen im S. und schließt im N. den Flyschsaum in sich. Es werden ausgeschieden Werfener Schiefer und Rauhwacken; Muschelkalk, Guttensteiner-, Reifingerkalk in der aniso-ladinischen Stufe, Lunzer Sandstein, Reingrabener Schiefer und Partnachschichten in der karnischen Stufe. Die norische Stufe wird repräsentiert durch Hauptdolomit oder Dachsteinkalk, Opponitzerkalk in Verbindung mit Lunzer Sandstein oder Hauptdolomit mit Dachsteinkalk wechselnd. Über den Kössenern liegt der Lias in der Fazies Algäuschiefer und schieferig-sandiger Lias. Der Grestener Lias ist auf die Klippen beschränkt. Über dem Lias Hierlatz folgen bunte Jurakalke, welche z. T. den Dogger repräsentieren, und dann der Malm. Zementmergel vertreten die Grenzschieichten zwischen Jura und Kreide. In der Gosauformation wird unterschieden zwischen Sandsteinen, Schiefen, Orbitulinenschichten, polygenen Breccien, Actäonellenkalken und Inoceramenmergeln. Im Gegensatz zu dieser ostalpinen Fazies steht der obercretaceische bis tertiäre Flysch, welcher durch eine tektonische Linie erster Ordnung von ihr getrennt ist. Der stratigraphische Teil ist sehr ausführlich gehalten und die anscheinend vollständigen Fossilisten erlauben eine gute Vorstellung vom Fossilreichtum mancher Horizonte.

Sehr interessant ist der tektonische Teil der Arbeit, weil Verf. versucht, aus einem kleinen Untersuchungsgebiet herauszulesen, ob hier Anzeichen von großen Überschiebungen im Sinne der Deckentheorie zu beobachten sind oder nicht.

Verf. scheidet drei tektonische Zonen aus, von N. nach S. folgend die Flyschzone, die Klippenzone und die ostalpine Kalkzone.

Der Flysch steht vorwiegend steil, von einem konstanten Fallen gegen Süd kann man nicht sprechen.

Die Tithonmergel der Klippen sind schlecht aufgeschlossen und ihre Grenze gegen das Ostalpinum ist nicht klar.

Im allgemeinen kann Verf. zeigen, daß die Verteilung der Fazies von den tektonischen Linien abhängig ist. „Der Höllensteigzug und seine westliche Fortsetzung zeichnet sich gegenüber anderen Teilen der niederösterreichischen Kalkalpen durch Neigung zum Unalpinwerden des Lias und der Gosau aus. Vermöge dieser Eigentümlichkeiten und seiner Lage am Nordrande der Kalkalpen bildet er ein stratigraphisches Bindeglied zwischen Kalk- und Klippenzone, in welcher letzterer viele mesozoische Sedimente eine gewisse Tendenz zeigen, flyschähnlich zu werden. Vermöge dieser Eigentümlichkeiten und seiner Lage am Nordrande der Alpen stellt er faziell den Zusammenhang zwischen den nördlichen Kalkalpen und der subalpinen Zone der Kleinen Karpathen, bzw. der Kerngebirge überhaupt her.

Es ergibt sich für den Verf. ferner, „daß die Falten des Höllensteigzuges in ihrer hauptsächlichsten Anlage vorgosauisch sind. Die Oberkreide lagert sich auf ihrem erodierten Rücken ab, wobei die Regelmäßigkeit ihrer Absätze durch einzelne Klippen unterbrochen wurde. Im Tertiär erfolgten innerhalb der Kalkzone neuerdings Bewegungen. Ihre Wirkungen äußerten sich in unregelmäßigen, lokalen Störungen im ganzen Bereich des Höllensteigzuges und seiner Klippen infolge von Differenzbewegungen. Entlang ihrer ganzen Ausdehnung scheint nur die Brühler Antiklinale zu neuem Leben erwacht zu sein. Zur Frage der Überschiebung der Kalkzone auf die Flysch- und Klippenzone können aus unserem Abschnitt keine entscheidenden Beobachtungen beigebracht werden. Klippen und Kalkzone fallen zum größeren Teile gegen N.; die stratigraphische Verwandtschaft beider macht eine tiefgreifende Trennung (ostalpin-lepontinisch) unwahrscheinlich.“

So kommt Verf. zu keinem sicheren Resultat und das Ergebnis ist eben, daß ein kleines Gebiet nicht alle sich aufdrängenden Fragen beantworten kann, besonders wenn es, wie hier, fast ausschließlich in einer einzigen Decke liegt. Wie viel klarer und eindeutiger die Antwort auf die Frage lautet, ob Deckenbau, ob autochthones Gebirge, wenn man heute mit erweiterten Anschauungen an den Ostalpenkörper herantritt, zeigt die wertvolle Studie vom Kober „Über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens“ (siehe folgendes Ref.).

Welter.

Leopold Kober: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. 1 tektonische Karte. 2 Profile. 2 Lichtdrucktafeln.

Die Studien des Verf.'s erstrecken sich über ein Gebiet, welches ca. 10mal größer ist, als das im vorigen Referat besprochene Spitz'sche Arbeits-

feld, und da verschiedene tektonische Elemente erster Ordnung und Faziesgebiete in die Untersuchung einbezogen werden, so kann Verf. mit größerer Sicherheit der Frage nach dem Deckenbau der nördlichen Kalkalpen näher treten, als sein Kollege. Um das Resultat vorwegzunehmen, ein Verständnis der nördlichen Kalkalpen ist ohne Annahme von Deckenschüben nicht mehr möglich.

Zunächst hat sich ergeben, daß die nördlichen Kalkalpen auf dem helvetischen Flysch des Nordrandes liegen und diese Auflagerung ist durch Überschiebung bewirkt. Die auflagernde Masse gliedert sich in eine voralpine Decke (Randkette und Hauptkette) und die Hallstädter Decke. Die voralpine Decke zerfällt in zwei Teildecken, welchen die Randkette und die Hauptkette entsprechen. Am Aufbau der den Flyschsaum begleitenden Randkette beteiligen sich Guttenseiner- und Reifingerkalke, Partnachschichten; die karnische Stufe in terrigener Ausbildung (Lunzersandstein) ist besonders charakteristisch, sogar im Hauptdolomit finden sich keuperähnliche Mergel und Schiefer. Der Dachsteinkalk fehlt und es folgen direkt rhätische Mergel, liassische terrigene Sedimente sowie Kardinienmergel und Fleckenmergel; nur untergeordnet sind Hierlatzkalke beobachtet, Adnetter Kalke fehlen ganz. Dogger, oberer Lias und Neocom, wie in der Hauptkette; die Oberkreide ist flyschähnlich, doch sind Rudisten, Korallen und Süßwasserschichten nicht vorhanden. Die Hauptkette zeigt einen mächtigen Liegendschenkel, ihr Hangendschenkel ist durch die Erosion zum größten Teil entfernt. Die Fazies der Hauptkette beginnt mit Werfenern, dann ist vertreten Muschelkalk, Lunzersandstein, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Rhät, der Jura, welcher im Gegeusatz zur Randkette rein kalkig ausgebildet ist, Gosau ist nur lokal vertreten (Einöde). Die Hallstädter Decke umfaßt die bekannten unteren und oberen Hallstädter Kalke, Megalodontenkalke, Starhemberger Kalke, Fleckenmergel, oberliassische Kalke. Dogger bis Cenoman fehlen. Die Gosau der neuen Welt liegt mit einem Grundkonglomerat auf den Hallstädter Kalken. Diese Faziesbezirke hat Verf. in der gleichen Anordnung durch die Voralpen bis zur Linie Ötscher-Durrenstein nachweisen können.

Profile und das recht übersichtliche Schwarzkärtchen 1:100 000 zeigen, daß die tiefste Decke die der Randkette ist, überlagert von der Hauptkette mit Liegend- und Hangendschenkel, und diese schließlich wird von der Hallstädter Decke überschoben. Die Schubrichtung der Decken ist von Süden nach Norden gegangen, und nur so konnte sich eine verständliche Rekonstruktion der Fazies ergeben, indem vor der Deckenbildung von Norden nach Süden fortschreitend zuerst terrigene, dann immer kalkigere Faziesgebiete angeordnet waren.

Zum Schluß macht Verf. es wahrscheinlich, daß die voralpine Decke als Abscherungsdecke der carbonisch-permischen Serie aus der Grauwackenzone aufzufassen ist, welche zusammen die tiefere ostalpine Decke Kober's bilden, die obere ostalpine Decke würde dann die Hallstädter Decke bilden zusammen mit der Silur-Devonzone. Die Gründe liegen in einer ver-

gleichenden Kritik der Fazies im Drauzuge und der karnischen Kette der nördlichen Kalkalpen. Die nähere hochinteressante Begründung übersteigt den Rahmen eines Referates.

Welter.

Erich Spengler: Die Schafberggruppe. (Mitt. geol. Ges. Wien. 2. 1911. 181—275. Mit bunter geol. Karte 1:75000. 1 Profiltaf., 5 Lichtdrucktaf.)

Die Stratigraphie und die Tektonik sind in dem untersuchten Gebiet außerordentlich kompliziert. Verf. war durch die Wahl seines Arbeitsgebiets instand gesetzt, tektonisch und stratigraphisch voneinander abweichende Gebirgsstücke zu studieren und miteinander in Beziehung zu bringen, wie sie der Flyschrand im Norden und die südlich folgenden Berge der Schafberggruppe und Osterhorngruppe darstellen.

Der nördlich vorlagernde Flysch besteht aus obercretaceischen Mergeln und Sandsteinen, welche durch eine von Süden wirkende Kraft in ein kompliziertes System von kleinen Falten gelegt wurden, worauf nach Süden hin die ostalpine Fazies der Schafberggruppe folgt. „Die plötzliche steile Erhebung der Kalkalpen über die Flyschzone in Verbindung mit dem zu meist flachen Südfallen an ihrem Nordrande, derart, daß die Schichtköpfe gegen Norden frei exponiert sind, läßt wohl kaum eine andere Erklärung zu, als daß der Nordrand der Kalkalpen ein Denudationsrand einer Überschiebungsdecke ist.“

Die ostalpine Kalkzone läßt folgende tektonische Elemente erkennen:

1. Neocomzone,
2. Faltenregion des Schafberges,
3. Gosaubecken des Wolfgangseetales,
4. Nordrand der Osterhorngruppe.

Die Neocomzone ist durch Fleckenmergel repräsentiert und nach v. PIA noch durch einen Streifen von Trias und Lias in ostalpiner Entwicklung von der Flyschzone getrennt und vom Wettersteinkalk des Hölleengebirges überschoben. Das beifolgende Schema gibt eine Übersicht über die Faltenregion des Schafberges:

West	Nord	Ost
	Nördliche Sockelregion (Trias)	
	Schaffbergsynklinale (Jura)	
Teufelshauszone (Trias)	Antiklinale (Trias)	
	Schwarzenseesyklinale (Jura)	
	Antiklinale (Trias)	
	Vormauersynklinale (Jura)	
	Dorneralm-Antiklinale (Trias)	
	St. Wolfgang Synklinale (Jura)	
	Rieder Antiklinale (Trias)	
	St. Gilgener Synklinale (Jura)	
	Plassenkalkschubmasse (Jura)	
	Süd	

Die Faziesverhältnisse in dieser Region sind beherrscht durch die Differenzen im Jura in tektonisch verschiedenen Elementen, während für die Trias in diesen keine größeren Unterschiede vorzuliegen scheinen. Es gilt das folgende Schema.

Dem Plassenkalk kommt eine besondere tektonische Stellung zu, er liegt nämlich auf sämtlichen Gesteinen bis zum Hauptdolomit herab. Die Auflagerung ist keine transgressive, sondern durch Überschiebung bedingt und hervorgerufen durch das abweichende Verhalten der massigen Riffkalke gegenüber den anderen Schichtgliedern zur Zeit der Gebirgsbildung; d. h. er löste sich im Niveau des Spongienkalkes ab und schob sich über das vorliegende Faltenland.

Die Gosauvorkommnisse des Gebietes liegen sämtlich in der Tiefe der Täler und ihre Deutung als tektonische Fenster ist von vornherein nicht von der Hand zu weisen, doch kommt Verf. zurück zu der alten Ansicht, „daß die Falten im wesentlichen schon vor der Ablagerung der Gosau fertig waren und ein Gebirge bildeten, auf dessen Erosionsfläche die Oberkreideschichten abgelagert wurden. Doch ist nicht anzunehmen, daß die Gosauschichten hier in einem dem heutigen ähnlichen Erosionsrelief abgelagert wurden, wie die Fjordtheorie es angenommen hatte.“ Die Gebirgsbildung zur Gosauzeit erzeugte ein Faltenbündel von OW.-Wellen, welche gegen O. fächerförmig auseinandertreten.

Das tektonische Resultat ist: „Vorgosauisch sind die Falten des Schafberges und die damit zusammenhängende Ablösung des Plassenkalkes, nachgosauisch wahrscheinlich der Vorschub der Osterhorngruppe und selbstverständlich die Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone, ferner die Senkungsbrüche. Im ganzen hat die vorgosauische Gebirgsbildung in der Schafberggruppe mehr den Charakter der Faltung, die tertiäre mehr den der Überschiebung.“ Zum Schlusse werden einige schon länger bekannte Blöcke kristalliner Gesteine beschrieben, welche nicht mit zentral-alpinen ident sind, sondern als exotisch bezeichnet werden müssen. Bemerkenswert ist, daß sie nicht nur in der Flyschzone, sondern, wenn auch in ihrer Nähe, innerhalb der Kalkzone auftreten. Sie können dort entweder der Basis der Gosau entstammen oder als Scheerlinge aufgefaßt werden.

Die zahlreichen Profile und instruktiven Photographien verleihen der Arbeit zusammen mit der bunten geologischen Karte einen besonderen Wert.

Welter.

Otto Ampferer und W. Chr. Hammer: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Algäu bis zum Gardasee. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1911. 61. Heft 3 u. 4. 3 Taf. 50 Textbilder.)

Es sind jetzt gerade 19 Jahre her, daß SCHARDT mit dem Nachweis der Wurzellosigkeit der Préalpes die Deckentheorie ins Leben rief, und man wird den Fortschritt der Wissenschaft je nach Temperament für

Schafberggruppe				Osterhorngruppe	
	Schafberg-Synklinale Nordschenkel	Schafberg-Synklinale Südschenkel	Schwarzensee und Vornauer Synklinale	St. Wolfgang u. St. Gilgener Synklinale	
Unteres Tithon	Radiolarite		?	Plassenkalk ca. 250 m	Oberalmer Schichten 790 m
Mittlerer Lias	Rote Cephalopodenkalke 15 m	Hornstein- kalke			Oxford Kelloway Ob. } Dogger Mittl. }
Ob. Lias Unt. Lias	Hierlatzkalke ca. 60 m	Brachio- poden- kalke		Hierlatz- kalke	
Unt. U.-Lias	Ob. Dachstein- kalk	Spongienkieselkalke ca. 150 m		?	Dogger — Ob. L. Mittl. + Ob. U.-L. Unt. Lias
Rhätische Stufe	Kössener Schichten				Rhätische Stufe
Norische Stufe	Dachstein- kalk	+ Plattenkalk	:	:	Norische Stufe
		:	:	:	
		?			Hauptdolomit

Hauptdolomit ca. 1000 m

langsam oder schnell erklären, wenn heute die ersten Wiener Reichsanstaltsgeologen sich für die Wurzellosigkeit der nördlichen Kalkalpen und die Feuernatur des Unter-Engadin aussprechen. Wenn wir bedenken, daß gerade die österreichischen Geologen und besonders die der Reichsanstalt der Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen aufs heftigste widersprochen haben und noch vor kurzer Zeit diese Versuche als „Fieberträume“, „Freibenterlust“ usw. bezeichnet haben, so scheint heute sich doch ein großer Umschwung vollzogen zu haben und Ref. konstatiert heute (mit besonderer Genugtuung) den Umfall der ersten Reichsanstaltsgeologen, welcher von einem sehr interessanten Alpenquerschnitt begleitet wird. Es sind heute, nachdem die Reichsanstalt auch Anhänger der Deckentheorie in sich beherbergt, eigentlich nur noch die um ROTHPLETZ und ROLLIER, welche einen Deckenbau mit einem Schub aus südlicher Richtung bestreiten.

Der Querschnitt ist dem alten Querschnitt von ROTHPLETZ nachgebildet und gibt nur die tatsächlichen Verhältnisse und keine Luftlinien. Diesem Querschnitt entspricht der lokale beschreibende Teil welcher selbst etwas ungleichmäßig ausgefallen ist. Am interessantesten ist der Schlußteil, welcher die Zusammenfassung der Einzeltatsachen gibt und die regionale Tektonik des Querschnitts erläutert. Wenn man nun der Absicht der Verf. nachgeht, aus den lokalen Beobachtungen zur regionalen Tektonik zu gelangen, so sieht man mit Erstaunen, daß nur regionale Gründe den Umschwung der Ansichten bedingt haben und daß die gleichen Gründe wiederkehren, welche schon 1903 TERMIER die Ostalpen und 1905 STEINMANN Graubünden als Deckenland erkennen ließen. Der Querschnitt betritt die Nordalpen zwischen Füssen und Kempten, läuft über den Zinken, Hochvogel, Wetterspitze im Stanzertal und hat dabei Molassezone, die helvetischen Falten und das ostalpine Triasgebirge gequert, in den kristallinen Anteil eintretend berührt er die Vesulspitze, Stammerspitz, Lischanna, St. Maria im Münstertal, Umbrail, Stilsferjoch und Adamello und erläutert dabei die Zone der Silvretta-Gneise, das Unter-Engadiner Fenster, die ostalpinen Engadiner Dolomiten, die Münstertaler Gneissmassen, er schneidet die Tonalelinie und betritt mit dem Dosso Alto die Südalpen, welche er bis zum Gardasee durchfährt.

Der lokale beschreibende Teil ist sehr eingehend gehalten und in einzelne Abschnitte geteilt wie das Vorland und die Algäuer Alpen, die kristalline Zone der Silvretta, das Gebiet der Bündner Schiefer, das Gebiet zwischen Inn und Adda usw. bis zum Südende des Gardasees. Er gibt die Summe der Beobachtungen, welche später im Schlußteil zusammengefaßt werden und auf welche die theoretischen Ansichten der Verf. begründet werden sollen. So hat sich auch für sie die alte Dreiteilung Molasse-, Kreide- und Flyschzone ergeben, und zwar fassen sie heute die Grenze zwischen Molasse- und Kreidezone als den Ausstrich einer tiefgreifenden Bewegungsfläche auf, längs welcher die Überschiebung der Kreide auf das Vorland sichtbar ist. Eine Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge nach dem Vorgang von ARN. HEIM wird abgelehnt, dagegen

ausgeführt, daß die Molasse als die Pufferregion der von Süden anrückenden Alpen gedacht werden muß. Die von Süden an die Molasse herandrängenden Kreidewellen „müssen schon wegen ihrer engen und geschlossenen Struktur als eine vom Untergrund abgelöste Decke begriffen werden. Die eleganten Falten des Grüntens, des Bregenzer Waldes und des Säntis können nur als Gebilde einer dünnen und elastischen Decke bei ungehemmter Beweglichkeit entstanden sein. Die Flyschzone, welche südlich an die Kreidezone grenzt, scheint wenigstens in den unmittelbar hangendsten Lagen in ursprünglichem sedimentären Verband mit der helvetischen Kreide zu stehen. Ihre Südgrenze gegen die Kalkalpen ist eine klar ausgesprochene Überschiebungsfläche mit reich und mannigfacher Schollenförderung.“

In den Algäuer und Lechtaler Alpen sind die Wirkungen der Faltungen verschwindend gegenüber den reinen Schollenbewegungen ohne liegenden Schenkel. „Man kann sie in mancher Hinsicht mit einer gewaltigen Steintreppe ohne Anstieg vergleichen, deren Stufen meist aus Schichten vom Hauptdolomit bis zur Kreide bestehen.“ Im Gegensatz zum Vorgange von TERMIER, STEINMANN, HAUG, UHLIG und SUSS werden die zwischen helvetischer und ostalpinen Fazies und Decken auftretenden Klippen fremder Fazies lokal gedeutet und nicht regional, was für dieses kleine Gebiet zwischen Füßen und Oberdorf auch als noch möglich zugegeben werden kann. Versucht man aber, wie die erwähnten Alpenforscher, einen regionalen Überblick, so tritt die Unzulänglichkeit einer lokalen Bewertung zutage.

Die sehr instruktiven und überzeugenden Profile zeigen, daß den ganzen Algäuer und Lechtaler Alpen die „inversen Bestandteile des Mechanismus fehlen“. Es sind von Süden nach Norden bewegte Schollen mit Dachziegelstruktur und es ist kein Grund vorhanden zu der Annahme, daß eine jede Scholle sich in der Tiefe weiter ausdehne, als nach den vorhandenen Aufschlüssen notwendig ist. „Die Rechtfertigung dieser Anschauung ist in dem raschen Ablösen der Schollenelemente an der Oberfläche gegeben, welches ja sein Widerspiel in der Tiefe haben muß. Es bildet die Kalkalpenzone in ausgezeichnet klaren Umrissen eine für sich nach oben und unten geschlossene Decke, d. h. weder über ihr noch unter ihr liegende Schichtsysteme können in gleicher oder nur ähnlicher Weise an ihrer Tektonik Anteil nehmen. Da wir nun diese Scholle von Norden her nicht aus ihrem Untergrund und wegen ihrer weiten Erstreckung auch nicht gut von Osten herleiten können, so bleibt nur übrig, sie von Süden her zu beziehen, d. h. mit anderen Worten, die heute an das kristalline Gebirge angeschlossene Triaszone stellt nicht die Südgrenze der Kalkalpen dar, sondern unsere große Scholle ist noch weiter südlich daranzureihen.“ Bemerkenswert ist noch, daß die Verf. ebenso wie ROTHPLETZ zahlreiche O.—W.—Bewegungen annehmen, doch haben diese gegenüber dem Schub aus Süden nur lokale Bedeutung.

Silvretta und Unter-Engadin. Während im lokaltektonischen Teil die Verf. keine Anhaltspunkte für die Fensternatur des Unter-Engadin gewinnen konnten, vollzieht sich im Schlußteil eine Schwenkung zugunsten der Deckentheorie. Und weshalb? „Das kann aber nur bei einer regionalen Betrachtung erreicht werden. Es ist nach diesen Überlegungen die einfachste Lösung, an eine große Überschiebung des liegenden Bündner Schiefergewölbes zu denken.“ Die geologischen Kartierungen der Reichsanstalt sind aber gerade im Unter-Engadin noch nicht abgeschlossen und so erklärt es sich, daß sie zu teilweise anderen Anschauungen gekommen sind wie W. PAULCKE. Sie konstatieren wie PAULCKE, daß die grünen Gesteine nicht nur direkt unter der ostalpinen Bedeckung erscheinen, sondern auch in den tieferen Schiefern. (Auch im westlichen Graubünden sind bekanntlich die grünen Gesteine in verschiedenen Decken konstatiert worden.) Das ist aber durchaus kein Grund, nun die grünen Gesteine der rhätischen Decke als „Mischungszone“ zu deuten, deren Durchbruch erst später als die Auffaltung der Bündner Schiefer anzusetzen sei. Es müßte doch eine sehr merkwürdige Mischungszone sein, welche von Andeer bis zum Lünensee immer in der gleichen tektonischen Stellung vorhanden sein sollte. Auf alle Fälle bestreiten die Verf., daß sich im Unter-Engadin die lepontinischen Decken im Sinne STEINMANN's auseinanderhalten ließen, die vorläufigen Mitteilungen von PAULCKE über Klippendeckenreste im Futscholtal werden aber nur unvollkommen gestreift. Dieser Abschnitt über das Unter-Engadin ist jedenfalls nicht so wertvoll wie der über die nördlichen Kalkalpen, der entschieden die beste Leistung der Verf. darstellt.

Münstertaler und Ortleralpen bis zum Adamello lassen einen dreistöckigen Aufbau erkennen und „es ist naheliegend, darin einen gemeinsamen Bauplan und den Ausdruck von gemeinsamen Grundbewegungen zu sehen. Das unterste Stockwerk wird ausschließlich aus kristallinen Gesteinen gebildet, das mittlere ausschließlich von jüngeren Schichten, das oberste dagegen aus einem Gemisch beider Gruppen mit starkem Überwiegen des kristallinen Anteils. Der Faltenwurf des Sockels ist ein verhältnismäßig lockerer, auch die Faltung des mittleren Stockwerks ist keine eng geschlossene, sondern eine vorwiegend flache mit Einschaltung von Zerknitterungs- und Schuppungszonen. Des weiteren ist für dieses Stockwerk bald eine mächtig anschwellende Verdickung und Häufung der Schichten, bald eine starke Verdünnung derselben charakteristisch. Insbesondere der Aufbau des Lischanna zeigt uns eine hochmächtige Aufstauung und Zerknitterung, während am Piz Urtilora und Piz Umbrail scharfe Verdünnung knapp neben Verdickungen eintritt. Es ist bemerkenswert, daß die dicken Enden der Schichtkeile jeweils nach Norden gerichtet sind.“ Es ist sehr interessant, daß die Bedeutung der Tonalelinie SALOMON's bestritten wird. Es gibt nach Ansicht der Verf. im Gegensatz zu TERMIER, STEINMANN, SUESS, UHLIG keine Abtrennung der Dinariden von den Alpen, sondern die Zentralalpen hören da auf und Südalpen beginnen dort, wo die ersten südalpinen Sedimente sich auf das Kristallin legen. Die Autoren verzichten vollständig auf eine regionale Wertung jener dynamomete-

morphen Sedimentstreifen, welche von der Deckentheorie als Wurzeln ausgelegt werden, und es ist lehrreich, zu konstatieren, daß überall da, wo die Verf. nicht den gleichen regionalen Überblick nehmen, wie in den nördlichen Kalkalpen, ihr Gegensatz zur Deckentheorie ein sehr auffallender wird. Das Hauptresultat ist jedoch, daß nördliche Kalkalpen, Silvretta und Ortleralpen zu einer großen Schubdecke zusammengefaßt werden, welche im Unter-Engadin ein Loch hat, ein Fenster, durch welches der Bündner Schiefer herauschaut. Die wiedergegebenen Textfiguren der Verf. zeigen aufs deutlichste die Übereinstimmung mit STEINMANN (1906), natürlich nicht die völlige, aber die Differenzen beruhen im wesentlichen auf Auffassung der Bündner Schiefer, bei welchen die Verf. ihre Stellung noch nicht als eine endgültige bezeichnen möchten, da ihre Kartierungen hier noch nicht abgeschlossen sind.

Die Südalpen. Im lokalen Teil bestätigen die Verf. überall die Angaben TILMANN's, daß hier Brüche mit lokaler Faltung und mit rasch abklingenden Überschiebungen ein bezeichnendes Merkmal darstellen und kommen dann im Schlußteil zu dem überraschenden Ergebnis, den BITTNER'schen Satz zu bestätigen, „daß die für die Nordkalkalpen längst erkannte und in ihrer tektonischen Bedeutung gewürdigte charakteristische Faltenbildung in gleicher Weise auch die ganze Außenzone der Südalpen beherrscht.“ Es besitzen nach Angabe der Verf. nördliche Kalkalpen und südliche Kalkalpen den wesentlich gleichen Bau. Dabei konstatieren sie zunächst ihre Übereinstimmung mit den Ergebnissen BITTNER's und TILMANN's in den Südalpen, welche bekanntlich sich direkt widersprechen. Dann aber ist die ausgesprochene Schuppenstruktur der Lechtaler Alpen durchaus nicht bezeichnend für die nördlichen Kalkalpen überhaupt. KOBER hat kürzlich Profile mit großen invers liegenden Deckenteilen publiziert, wodurch die Möglichkeit der Parallele zwischen Nord- und Südalpen doch sehr eingeschränkt wird. Ein reines Bruchland mit lokalen Überschiebungen und Faltungen wie die Südalpen sollte nicht so eng mit den nördlichen Kalkalpen verglichen werden, wo keine autochthonen Gebirgsglieder vorhanden sind und wo die großartige Schuppenstruktur und die zitierten Faltungen mit inversen Serien nur Lokalerscheinungen in einem schwebenden Gebirge sind.

Das Schlußkapitel erläutert den Erklärungsversuch der Verf. AMPFERER hat 1906 zu zeigen versucht, daß aus mathematischen und physikalischen Gründen die Annahme der Gebirgshäufung durch Fernschube sich nicht halten lasse, eine Ansicht, welche nicht unwidersprochen geblieben ist. Wenn dieser Ausweg ungangbar ist, so bleibt nur noch die Möglichkeit, an eine Einsaugung nach der Tiefe hin zu denken und dies führte zu dem Begriff der „Verschluckungszonen“ à la HOLMQUIST (sein Name wird nicht hierbei genannt). „Durch die Verschluckungszonen wird z. B. der Begriff der Wurzeln für die Ableitung der einzelnen Decken überflüssig. Es ist seit der Begründung der Überfaltungslehre trotz aller Bemühungen nicht gelungen, die Stellen einwandfrei nachzuweisen, aus denen die Überfalten herausgepreßt worden sein sollten.“ Zugegeben, daß im Detail über die Parallelisierung einzelner Wurzeln und Decken

noch verschiedene Ansichten vorhanden sind, im Prinzip ist z. B. bei TERMIER, STEINMANN, SUSS, ARGAND, UHLIG, KOBER, WILCKENS keine Differenz vorhanden, und die von den Verf. gegebene Verschluckungstheorie à la HOLMQUIST hat nur den zweifelhaften Vorzug, diese Wurzeln (Heimstellen) der Überschiebungen in die unendliche Teufe zu verlegen und der Diskussion zu entziehen. Einen Fortschritt kann Ref. darin nicht erkennen.

Ferner versuchen die Verf. einen künstlichen Unterschied zu konstruieren zwischen der Deckentheorie und ihrer Anschauungsweise, indem sie Deckentheorie = Überfaltungstheorie setzen und ihr ihre Überschiebungstheorie entgegenhalten. Die Deckentheorie soll verlangen, wird gesagt, daß die aus Faltungen hervorgegangenen Decken einen verkehrt liegenden Mittelschenkel haben müssen. Das ist durchaus nicht der Fall, schon SCHLAGINTWEIT z. B. hat dagegen protestiert (1908). Es gibt Decken mit verkehrt liegendem Mittelschenkel (Glarner Decke, obere ostalpine Decke der nordöstlichen Kalkalpen nach KOBER) und solche ohne Mittelschenkel (Iepontinische Decken im Sinne STEINMANN's und die ostalpinen Decken im Algäu und Lechthaler Alpen); es sind nur geringwertige Verschiedenheiten in den Ergebnissen eines im Prinzip gleichartigen Kräftespieles.

Trotz dieser Ausstellungen muß die große Arbeitsleistung der Verf. die rückhaltlose Anerkennung finden, und es wird dies um so lebhafter auszusprechen sein, als die ruhig-vornehme und sachliche Art der Darlegung in erfreulichem Gegensatz zu einigen älteren Arbeiten anderer Reichsanstaltsgeologen steht und es ist zu hoffen, daß diese Arbeit einen Wendepunkt auch für die anderen Geologen der k. k. Reichsanstalt in Wien bedeuten wird.

Welter.

Leopold Kober: Der Aufbau der nördlichen Voralpen. (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien. 120. 1911. 1 Textfig. 1—10.)

Verf. gibt eine außerordentlich interessante Zusammenstellung der Resultate seiner geologischen Arbeiten in den Voralpen, über welche an dieser Stelle schon weiter oben (p. 313) berichtet wurde.

Verf. unterscheidet als tiefstes Deckensystem das der Semmeringdecken, mit einem kristallinen Grundgebirge karpatischen Charakters, spärlichem Paläozoicum und einem lückenhaft entwickelten Mesozoicum mit hochtätischen Zügen. Tektonisch stellen sie erhebliche, nordwärts gerichtete Tauchdecken dar, deren Dynamometamorphose sehr groß ist.

Die ostalpine Klippenzone ist nicht einheitlich. Man kann zwei Sorten von Klippen unterscheiden, eine obere, welche als Schubsplitter der ostalpinen Decken aufzufassen ist, und eine untere, welche faziell zwar auch Anklänge an die ostalpine Fazies besitzt, aber sonst mit den Pieninen und den Schweizer Klippen übereinstimmt. Zu diesen letzteren gehört Rhät in schwäbischer Fazies, Grestener Lias, *Zoophycus*-Dogger, Gault, Oberkreide und Alttertiär in Flyschfazies mit kristallinen Gesteinen, Serpentin und andere kristalline Vorkommen.

Tektonisch stellen diese Klippen ein Analogon dar zu den perlschnurartigen zerrissenen helvetischen Decken nördlich des Waalensee.

„Das ostalpine Deckensystem ist der eigentliche Baustein der östlichen Nordalpen, eine geologische Einheit, welche allen anderen gegenüber durch das Überwiegen der rein marinen Sedimente, durch reiche Entwicklung des Paläozoicums und Mesozoicums ausgezeichnet ist. Das Mesozoicum beginnt mit dem Werfener Schiefer und reicht bis in die Oberkreide. Die Gosau liegt transgressiv. Die Tektonik dieser Gruppe ist durch die unbehinderte Entfaltung in dem freien Raume durch Selbständigkeit der höheren Schichtglieder besonders ausgezeichnet. Die älteren Glieder bleiben zurück, die jüngeren aber, die mesozoischen Kalke, lösen sich zum Teil von ihrem Untergrunde ab und gehen auf eigener Schubbahn (Werfener Schiefer) gegen Norden, in Teildecken zerfallend. Das ostalpine Deckensystem zerfällt in zwei Unterabteilungen des unteren und des oberen ostalpinen Deckensystems.

Das untere ostalpine Deckensystem baut sich auf aus einem kristallinen Grundgebirge, Jungpaläozoicum und Mesozoicum und ist dem oberen ostalpinen System gegenüber durch ein mehr peripher gelegenes Ablagerungsgebiet in dem alpinen Meer gekennzeichnet, was dadurch zum Ausdruck kommt, daß die Schichtfolge weniger vollständig ist, Diskordanzen und der Wechsel von marinen und terrestren Schichten häufiger sind.

Dem oberen ostalpinen Deckensystem gehören an das Grazer Silur-Devon, der nordsteirische Silur-Devonzug und die über demselben sich aufbauenden Kalkhochalpen. Diese tektonische Einheit ist gekennzeichnet durch das Fehlen eines kristallinen Grundgebirges, des Carbons, der unteren Kreide und des Cenomans. In seiner geologischen Geschichte schließt sich das ostalpine Deckensystem unzweifelhaft der des karnisch-dinarischen Ablagerungsraumes weitaus näher an als das untere ostalpine. Das Mesozoicum zerfällt in zwei Teildecken, in die tiefere Hallstädter und die höhere hochalpine Decke. Letztere baut hauptsächlich die großen Kalkplateaus des Schneeberges, der Rax usw. auf. Die tiefere kommt in vielen Fenstern zutage und zerfällt selbst wieder in zwei Schubmassen. Häufig ist die Hallstädter Decke unter der mächtigen Last der hochalpinen ungemain reduziert und tritt nun in einzelnen Schubsplittern klippenartig zwischen der voralpinen und hochalpinen zutage.“

Eine Übersichtskarte und eine Stratigraphietabelle erläutern diese nützliche Zusammenfassung, welche Ref. für eine der wichtigsten Arbeiten der letzten Jahre über die Ostalpen hält.

Verf. spricht sich nicht genau darüber aus, ob er die Klippenzone für ein höheres oder tieferes tektonisches Element hält als das Semmeringdeckensystem. Er sagt: „Durch die reiche Entwicklung der Jura und der Kreide, insbesondere aber durch die weitgehende Übereinstimmung im oberen Jura steht die Klippenzone dem voralpinen Mesozoicum doch viel näher als dem Semmeringmesozoicum.“

Trotz dieser unbestreitbaren Tatsache hält es Ref. für zweckmäßig, in den Fazieszonen zur Zeit vor der Deckenbildung das Material Semmering-

decken südlich anzuordnen von dem der Klippendecken und nicht umgekehrt. Es würde nur die Annahme benötigen, daß die ostalpinen Decken mit ihrem Stirnrand nicht auf den zurückgebliebenen Semmeringdecken lägen, sondern auf den tieferen, nur in Klippen vorhandenen lepontinischen Decken im Sinne STEINMANN's (d. h. exklusive Tauerndecken, Semmeringdecken). Die Anordnung wäre dann die gleiche wie in den Karpathen, wo auch auf den Pieninen die hochtatische Decke liegt und auf dieser die Decke des inneren Gürtels (ostalpin). Die lepontinische Fazies im Sinne STEINMANN's hätte dann von den Préalpes bis in die Gegend von Wien eine etwas ostalpine Beimischung bekommen.

Weiter.

Hugo Mylius: Jura, Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Hohen Ifen. (Mitt. geol. Ges. Wien. 4. 1911. 5 Taf. u. 12 Textfig., darunter 1 bunte geol. Karte 1:25 000. 483—619.)

MYLIUS, dem wir schon eine detaillierte geologische Schilderung des hinteren Bregenzer Waldes bis zum Lech verdanken, hat das nördlich vorliegende Gebiet einer Kartierung 1:25 000 unterzogen, so daß wir durch seine Forschungen einen Querschnitt durch den Bregenzer Wald von Reute bis zum Lech besitzen. Sehr angenehm sind die Abschnitte, in denen einzelne Exkursionen beschrieben werden, und sie wären noch wertvoller, wenn sie in einen speziellen Teil zusammengestellt wären. Verf. hat sie allerdings sehr instruktiv mit dem stratigraphischen und auch tektonischen Teil verflochten. Die Schichtenfolge ist die schon seit langem in den Hauptzügen bekannte des Jura und der Kreide in helvetischer Fazies; doch haben sich namentlich gegenüber VACEK einige beträchtliche Unterschiede herausgestellt. Es hat sich z. B. für den Schrattenkalk ergeben, daß er nur ein Aptienalter hat, während er früher Aptien- und Barrèmostufe umfassen sollte. VACEK hatte früher aus dem Fehlen des Schrattenkalkes südlich der Canisfluh auf einen Fazieswechsel geschlossen, so daß die sonst normal unter dem Schrattenkalk liegenden Mergelschiefer südlich der Canisfluh bis unter den Gault reichen sollten. Verf. versucht den interessanten Nachweis zu liefern, daß der Schrattenkalk tektonisch fehlt, und so ergibt sich für ihn folgende Schichtenfolge (vergl. p. -325-).

Von der Tektonik läßt sich im allgemeinen ein ähnliches sagen, wie vom Säntis, es sind Kreidewellen, welche mit ihrem hangenden Tertiärflysch verfaultet nach Norden laufen. Ihr Faltenwurf ist ein verhältnismäßig lockerer, die einzelnen auftretenden Wellen sind in der Streichrichtung nicht sehr selbständig, sondern gehen ineinander über und verlaufen, so daß es dem Verf. unmöglich wurde, so etwa wie im Säntis eine durchlaufende Reihe von Faltenzügen auszuscheiden.

In der Mittagsspitze und Canisfluh kommen in einer durch Überschiebungen komplizierten Antiklinale der Auer Jurakalk zum Vorschein. Die Ausbildung der Falten ähnelt jenen des Säntis, die Mittelschenkel sind stellenweise reduziert. Daneben sind Überschiebungen ohne vorausgegangene

VACEK	MYLIUS	
Seewenschichten	Seewenschichten	
Gault	Albien oder Gault	
Aptien	Aptien	
Urgon		
Mittelneocom	Barrémien	
Kieselkalk	Hauterivien	
Berriasien	Helle Mergel Dunkle Mergel	Valanginien
Jura	Berriasien	

Reduktion des Mittelschenkels häufig, schließlich haben eine ganze Reihe von Verwerfungen die Falten gleichsam zerhackt.

„Das gegenseitige Verhalten dieser drei Dislokationsarten läßt überall die gleiche Reihenfolge des Eintritts ihrer Erscheinung erkennen. Zuerst Faltung, dann Überschiebung, zuletzt Verwerfung.“

Es würde den Rahmen des Referats übersteigen, wollte Ref. die ganze sorgfältige Detailbeschreibung besprechen, es sei nur noch auf die beiden Schlußkapitel hingewiesen. Auf dem den südlichen Teil der Karte einnehmenden helvetischen Flysch liegt das ostalpine Triasgebirge, welches Verf. früher (l. c.) beschrieben hat, und es ist interessant, daß er heute im Gegensatz zu seiner früheren Auffassung einen Ostschub im Sinne ROTHPLETZ' ablehnt und dieses Gebirge als aus Süden überfaltet sich vorstellt. Nicht weniger bemerkenswert ist das Glaubensbekenntnis des Verf.'s. Er glaubt nicht, daß die helvetischen Kreidewellen schwimmen, so wie die Deckentheorie dies heute vom Säntis nachgewiesen zu haben glaubt. Auf jeden Fall hat sich Verf. durch das genaue Studium des Bregenzer Waldes und mit der Herausgabe der schönen geologischen Karte ein großes Verdienst erworben.

Welter.

Geologische Forschungen im Erdölgebiete von Kuban.

1. S. Czarnocki: Blatt Nephtjanaja-Schirwanskaja. (Mém. du com. géol. 1909. Livr. 47.)

Das besprochene Gebiet gehört zu den nordwestlichen Vorbergen der kaukasischen Ketten und bildet eine Reihe von parallel verlaufenden Höhenzügen. Die Schichten fallen im allgemeinen nach NON., und nach Süden fortschreitend begegnet man immer älteren Ablagerungen. Die

oberen Schichten gehören der mäotischen Stufe, und zwar ihrer unteren Abteilung (dolomitsche Kalke mit *Congerina panticapaea*) an und liegen diskordant auf der sarmatischen Stufe. Letztere wird in drei Schichtgruppen eingeteilt: 1. obersarmatische Schichten, Konglomerate und Sande mit Tonzwischenlagen und *Mastra caspia*; 2. mittelsarmatische Schichten, zu oberst Tone mit *Cardium obsoletum* etc., darunter Tone und Mergel mit *Cryptomacra pes anseris*; 3. untersarmatische Schichten; Kalke mit *Ervilia podolica* etc. und Tone mit spärlichen Fisch- und Pflanzenresten. Darunter folgt das Mittelmiocän (Mediterranstufe) in drei Abteilungen: 1. Mergelkalke mit *Spaniodon*; 2. Tone mit *Spirialis*; 3. Tschokrak-Stufe — Bryozoenkalke mit reicher Fauna. — Diese Gliederung ist aber nicht überall gleich scharf und gehen die einzelnen Stufen besonders im Osten stellenweise durcheinander. An die Grenze von Miocän und Oligocän wird der unterlagernde Sand- und Tonkomplex gestellt, der außer Fischresten keine Versteinerungen birgt, durch seine reiche Ölführung aber besondere Bedeutung erlangt hat. Für die untere Partie dieser Serie sind Einschlüsse und größere klippenartige Blöcke von weißen Kreidemergeln charakteristisch; es liegt nahe, hierbei an tektonische Prozesse (Überschiebungen) zu denken; da aber diese Einschlüsse meist auf diese Lage und die Basis dieser Suite beschränkt bleiben, glaubt Verf. sich zugunsten von Erosionsresten und wurzelnden Klippen des oligocänen Meeres entscheiden zu müssen. Darunter lagern z. T. bituminöse Foraminiferentone (mittleres Oligocän) und Tone mit *Pecten Bronni* (unteres Oligocän). Das Eocän fehlt in diesem Gebiet. Die obere Kreide ist durch helle Mergel mit Inoceramen und Fucoiden (? Senon) vertreten, unter denen ein Sand- und Tonkomplex mit Aptienfauna lagert. Die Tektonik der stark gefalteten Kreide ist noch wenig bekannt. Der nördlich davon liegende Tertiärkomplex bis zu den *Spirialis*-Tonen scheint einfach gebaut zu sein und dem allgemeinen NO.-Fallen zu folgen. Die Tektonik der sarmatischen Stufe mahnt zur Vorsicht, da die Aufschlüsse mangelhaft sind; es scheint sich um kuppelförmig ausgebogene Schichten zu handeln.

Für das Erdöl wird eine primäre Entstehung aus organischen Resten in der ölführenden Suite wahrscheinlich gemacht. Verwerfungen sind kaum beobachtet worden, daher ist an ein Aufsteigen auf Klüften kaum zu denken; das Öl bildete sich in den Tonen und die eingelagerten Sande dienten als Reservoir. Daher steht die Menge des Öls in Beziehung zur Wechsellagerung von Sand und Ton; wo einer oder der andere fehlt, ist auch der Ölgehalt gering. Zum Schluß werden die aussichtsreichsten Stellen für Bohrungen besprochen.

S. v. Bubnoff.

W. Weber und K. Kalickij: Die Insel Čeleken. (Bull. du com. géol. St.-Petersbourg. 1909. 28. No. 6.)

Die Insel Čeleken liegt am Ostufer des Kaspisees und hat die Gestalt einer WSW.—ONO. ausgezogenen Ellipse. Sie liefert viele schöne Bilder von Wüstenbildung; typisch sind sogen. Solončaki — ebene Flächen

von sandigem Salzton ohne jegliche Vegetation. Wassererosion ist gering, alles wird vom Wind weggetragen, Zeugenlandschaft ist häufig zu beobachten. Die Insolation lockert den Boden, während ihn die Durchfeuchtung fest macht; so ist zu erklären, daß viele Flußbette höher als die Umgebung liegen und daß Quellen auf Gipfeln nicht selten sind.

Die Schichten werden gegliedert in:

Posttertiär: 1. Schichten mit *Cardium edule*, infolge einer negativen Strandverschiebung hochliegend; 2. Mergel und Sande mit Kreuzschichtung; 3. Altkaaspische Ablagerungen mit rezenter Fauna, doch ohne *Cardium edule*; 4. Schichten mit *Corbicula fluminalis*.

Pliocän: 5. Bakustufe, feste Mergel und Sande; 6. Apscheronstufe, schwarze Mergel und Tone mit Schlammvulkanbreccien; viele Zweischaler und Gastropoden.

Miocän: 7. Fischschichten, diskordant unter 6 liegend, helle und dunkle Mergel mit Tripelsanden, reich an Fischwirbeln, wohl der Oktischagil-Stufe angehörend. 8. Mächtige bunte Mergel und Sande kontinentalen Ursprungs mit *Chara*.

Paläogen: 9. Aligulstufe, Schiefertone und kalkige Sandsteine.

Man kann die Insel als große NO. streichende Antiklinale auffassen, die von zahlreichen Längs- und Querbrüchen durchsetzt wird, welche oft staffelförmig angeordnet sind; die Vegetationslosigkeit erlaubt ihren Verlauf bequem zu verfolgen, doch ist die Sprunghöhe wegen der Mächtigkeit der einzelnen Stufen selten bestimmbar. Auf Spalten und Verwerfungsclüften ist Ozokerit häufig. Erdöl kommt in einer Reihe der erwähnten Schichten vor, am reichlichsten in der bunten Suite 8. Mit großer Sorgfalt wird der Beweis einer primären Lagerung des Öls geführt. Diese scheint daraus zu erhellen, daß das Öl linsenförmig in die Sande eingelagert ist, wobei diese Linsen nirgends mit ölführenden Spalten in Verbindung stehen; die ungleichmäßige Verteilung des Öles liegt nach Ansicht des Verf.'s daran, daß erstens das Öl nicht überall gleichmäßig abgelagert wurde und daß es zweitens nachträglich von Wasser verdrängt werden konnte, wofür Beweise vorliegen. Nebenbei kann das Öl natürlich auf Spalten wandern, wofür schon die Ozokeritadern auf Verwerfungsclüften ein deutliches Zeugnis ablegen. Einige wohlgelungene Aufnahmen veranschaulichen die Lagerung des Erdöls.

S. v. Bubnoff.

K. Kalickij: Über die Lagerungsverhältnisse des Erdöls auf der Insel Čeleken. (Mém. du com. géol. 1910. Livr. 59.)

Die Arbeit stellt eine ausführliche Behandlung der Streitfrage über primäre oder sekundäre Lagerung des Erdöls dar und bildet eine detaillierte Ausarbeitung der oben referierten Abhandlung von WEBER und KALICKIJ. An Hand sehr zahlreicher Abbildungen und Skizzen, welche dankenswerterweise mit ausführlichem deutschen Text versehen sind, wird der Beweis einer primären Lagerung geführt. Einzelne Beispiele sekun-

därer Lagerung sind bekannt, doch wird gezeigt, daß überall, wo Öl auf Verwerfungen aufsteigt, die anliegenden Schichten nur auf geringe Erstreckung damit imprägniert sind.

S. v. Bubnoff.

G. Mikhailevsky: Geologische Untersuchungen im südwestlichen Teil des Gouvernements Bessarabien. (Bull. du com. géol. St.-Petersbourg. 1909. 28. No. 10.)

Eine Abhandlung über die Gegend der Reichsgrenze am Prut und an der Donau. Als ältestes sind beim Dorfe Kartaly nordwestlich von der Donau Sericitphyllite unbekannten Alters erschlossen, die N. 15° O. streichen und ähnlichen Gesteinen in der Dobrudscha entsprechen. Alle anderen Ablagerungen sind jüngeren Alters und gehören der zweiten pontischen Stufe, der levantinischen Stufe und dem Quartär des Schwarzen Meeres an.

S. v. Bubnoff.

Bärtling, R.: Zur Tektonik des Hohenpeißenbergs. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 97—112. 3 Fig.)

Bubnoff, S. v.: Die Tektonik der Dinkelberge bei Basel. I. Teil. (Mitt. geol. Landesanst. Baden. 6, 2. 1912. 523—634. 4 Fig. 2 Taf.)

Fischer, H.: Beiträge zur Geologie von Rottweils Umgebung. (Wiss. Beil. z. Jahresber. Gymnasium Rottweil. 1912. 63 p.)

Flügel, G.: Die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im niederrheinischen Tieflande. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 509—529. 1 Fig.)

Frech, F.: Schlesiens Heilquellen in ihrer Beziehung zum Bau der Gebirge. Berlin 1912. 101 p.

Friedensburg, F.: Die subsudetische Braunkohlenformation im Flußgebiet des Mittellaufs der Glatzer Neiße. Diss. Breslau 1911. 60 p.

Friedrich, P.: Zur Geologie der Umgebung von Lübeck. (Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt. 32. 1912. 497—521. 3 Fig.)

Geologische Literatur Deutschlands. Herausgegeben von den deutsch. geol. Landesanstalten. Für 1909. 158 p. Für 1910. 183 p. Berlin 1911.

Haag, F.: Erwiderung auf H. RECK's „Beitrag zur Kenntnis des ältesten Donaulaufes in Süddeutschland“. (Centr. bl. f. Min. etc. 1912. 287.)

Häberlin: Beiträge zur Kenntnis des Diluviums auf Föhr. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 587—594. 4 Fig.)

Herrmann, F.: Abriß der geologischen Verhältnisse des Regierungsbezirks Wiesbaden. Sep. 1912. 18 p. 1 K.

— Über das Paläozoicum am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. (Jahrb. Nassauisch. Ver. f. Naturk. Wiesbaden. 64. 1911. 49 p. 3 Taf.)

Keilhack, K.: Grundwasserstudien IV. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 112.—118. 2 Fig.)

Krantz, W.: Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge? (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 604—620.)

- Krantz, W.: Die höchste marine Grenze auf Bornholm. — Zur Morphologie der Greifswalder Oie. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 566—569. 1 Fig.)
- Das Nördlinger Riesproblem II. (Jahresber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F. II. 1912. 54—65. 6 Fig.)
- Die Keilberger Randspalte. (Geognost. Jahresh. 24. 1911. 259—262. 1 Fig.)
- Liebrecht, F.: Beiträge zur Geologie und Paläontologie des Gebiets um den Dreiherrnstein am Zusammenstoß von Wittgenstein, Siegerland und Nassau. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 32. 1912. 412—484. Taf. 14—15.)
- Martius, S.: Beiträge zu den Fragen nach der Ursprungsstelle der weißen Bimssteintuffe, dem Ursprungsort und der Entstehungsweise des Trasses unter besonderer Berücksichtigung des Nettetaler Trasses im Laacher See-Gebiet. (Verh. nat. Ver. preuß. Rheinl. u. Westfalens. 68. Jahrg. 1911. Bonn. 382—470. 3 Taf.)
- Menzel, H.: Zur Altersfrage der Campignienfunde von Michaelisdonn. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 551—552.)
- Raefler, F.: Die Entstehung der Braunkohlenlager zwischen Altenburg und Weißenfels. Diss. Jena. 1911. 84 p. 8 Taf.
- Rollier, L.: Réponse à M. le Dr. STEHLIN. Ecl. geol. Helv. XI, 6. 1912. 800—802.)
- Schmidle, W.: Zur Kenntnis der Molasse und der Tektonik am nord-westlichen Bodensee. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 63. 1912. 522—551.)
- Schreiter, R.: Nephrit von Eibendorf in der bayrischen Oberpfalz. (Abh. nat. Ges. Isis. Dresden. 1911. 76—88.)
- Stehlin, H. G.: Berichtigung, die Mitteilungen über das Vorkommen von marinem Miocän bei Hammerstein (Baden) betreffend. (Ecl. geol. Helv. XI, 6. 1912. 808—809.)
- Wegner, R. N.: Umgelagerte Kreide und Tertiär bei Oppeln. Diss. Breslau. 1911. 42 p.
- Aeberhardt, B.: Rapport sur l'excursion aux gorges de la Suze. (Ecl. geol. Helv. 11, 6. 1902. 703—781.)
- Rapport sur l'excursion dans le glaciale de Wangen. (Ecl. geol. Helv. 11, 6. 1912. 786—790.)
- Argand, E.: Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 31. 1911. 1—25. 3 Taf.)
- Beck, P.: Beiträge zur Geologie der Thunerseegebirge. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 59. 1911. 100 p. 31 Fig. 8 Taf.)
- Heim, Alb.: Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarner Falten (helvetischen Decken). (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 31. 1911. 49—56. 4 Fig.)
- Heim, Arn.: Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizer Alpen. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 31. 1911. 37—48. 4 Taf.)

- Kneuzli, E.: Bericht über die Exkursion in den Tertiäraufschluß am Südende des Weißensteintunnel-Richtstollens bei Oberdorf. (Ecl. geol. Helv. **11**, 6. 1912. 785.)
- Lautensach, H.: Die Übertiefung des Tessingebiets. (Geogr. Abh. von PENCK. Berlin. 1912. 156 p. 2 Taf.)
- Nussbaum, F. und B. Aeberhardt: Bericht über die Exkursionen in die diluvialen Schottergebiete der Are und der Emme. (Ecl. geol. Helv. **11**, 6. 1912. 791—799.)
- Staub, W.: Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. **32**, (62.) Lief. 1911. 84 p. 15 Fig. 3 Taf.)
- Tarnuzzer, Chr.: Quarzporphyr im obertriadischen Dolomit vom Piz Starlex. (Ecl. geol. Helv. **11**, 6. 1912. 803—807.)
- Beck, H.: Die tektonischen Verhältnisse der beskidischen Oberkreideablagerungen im nordöstlichen Mähren. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien. **61**. 1911. 711—780. 29 Fig. Taf. 35.)
- Halavats, G.: Der geologische Aufbau der Gegend von Vizakna. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 77—87.)
- Heritsch, F.: Zur Stratigraphie des Paläozoicums von Graz. (Mitt. geol. Ges. Wien. **4**. 1911. 619—626.)
- Das Alter des obersteirischen „Centralgranits“. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 198—202.)
- Hilber, V.: Geologische Abteilung des steiermärkischen Landesmuseums. Graz. 1911. 42 p.
- Hoernes, R.: Zur Geologie von Predazzo. (Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. **121**. 1912. 29 p.)
- Horusitzky, H.: Notizen aus der Umgebung von Nagyszerbat. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 145—155.)
- Illes, V.: Die montangeologischen Verhältnisse des Inselgebirges von Rohonc. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 142—144.)
- Junghann: Das Eruptivgebiet von Tiszolcz (Komitat Gömör), Ungarn. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIII. 1912. 1—42. 1 Fig. Taf. 1—4.)
- Kadic, O.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Vadudolri, Cserisor-Cserbel im Komitat Hunyad. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 72—76.)
- Kerner v. Merilaun, F.: Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. (Jahresber. k. k. geol. Reichsanst. Wien. **61**. 1911. 385—452. 12 Fig.)
- Kormos, Th.: Geologische Notizen aus der Gegend von Marosnjvar, Szekelykocs und Maroskece. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 95—109.)
- Leitmeier, H.: Zur Petrographie der Stubalpe in Steiermark. (Jahresber. k. k. geol. Reichsanst. Wien. **61**. 1911. 453—472. 2 Fig. Taf. 28.)
- Liffa, A.: Geologische Notizen aus der Umgebung von Tata und Szöny. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 156—166.)

- Mohr, H.: Ein Nachwort zu „Was lehrt uns das Breitenauer Carbonvorkommen?“ (Mitt. geol. Ges. Wien. 4. 1911. 627—630.)
- Noszki, E.: Bericht über die im Jahre 1908 in den Komitaten Gömör, Heves und Nograd vorgenommenen geologischen Detailaufnahmen. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 135—139.)
- Posewitz, Th.: Der südwestliche Teil des Branyizskógebirges in der Gegend von Sztatvin und Vojkoc. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 14—51.)
- Raßmuß, H.: Zur Kenntnis der Werfener Schichten bei Berchtesgaden. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 553—557. 2 Fig.)
- Roth v. Telegd, L.: Geologischer Bau des Siebenbürgischen Beckens in der Gegend von Baromlaka, Nagyselyk und Veresgyaháza. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 88—94.)
- Roth v. Telegd, K.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Köhalom. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 110—121.)
- Rozloznik, P.: Die geologischen Verhältnisse der Gebirgsgegend zwischen den Gemeinden Uj-Radna, Nagyilva und Kosna. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 129—134.)
- Schafarzik, F.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gyalár. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 63—71.)
- Schlagintweit, O.: Die Mieminger Wetterstein-Überschiebung. (Geol. Rundsch. 1912. 4. 73—92. 2 Taf.)
- Schréter, Z.: Bericht über die im Neogengebiete von Orsova und Mehadjá-Koruga vorgenommenen geologischen Untersuchungen. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 122—128.)
- Schubert, R.: Geologischer Führer durch die nördliche Adria. (Samml. geol. Führer. 17. 1912. 213 p. 40 Fig.)
- Timko, E.: Das Hügelland zwischen der Galgá und dem Tapio. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 167—173.)
- Vitalis, St.: Beiträge zur Geologie des Gebietes zwischen dem Rima und Nagybalogbach. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 52—62.)
- Wilckens, R.: Beitrag zur Tektonik des mittleren Oglitales. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 540—550. 2 Fig.)
- Evans, J. W. and R. W. Pocock: Age of the Morte slates. (Geol. Mag. 1912. 113—115.)
- Lamplugh, G. W., J. B. Hill, W. Gibson, R. L. Sherlock, B. Smith: Geology of the country around Ollerton. (Mem. Geol. Surv. of England. Sheet 113. 1911. 93 p. 1 K.)
- Reid, C., G. Barrow, R. L. Sherlock, D. A. Mac Alister, H. Dewey: The geology of the country around Tavistvik and Launceston. (Mem. Geol. Surv. of England. 1911. 146 p. 2 Taf. Sheet 337.)
- Sibley, T. F.: On the faulted inlier of carboniferous limestone at Upper Volster. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 68. 1912. 58—74. Taf. 2—5.)
- Tyrrell, G. W.: Late palaeozoic alkaline igneous rocks in West of Scotland. (Geol. Mag. 1912. 120—131.)

- Wright, W. B.: Submerged forests in Lakes of Donegal. (Geol. Mag. 1912. 115—120. 2 Fig.)
- Drumlin topography of South Donegal. (Geol. Mag. 1912. 153—159. 2 Taf. 5 Fig.)
- Bergström, E.: En märklig form af rutmark från barrskogsregionen i Lappland. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. **34**. 1912. 335—342.)
- Holmström, L.: Om preglaciale bildningar i Skåne. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. **34**. 1912. 411—443.)
- Munthe, H.: Ytterligare om senkvartärtidens indelning. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. **34**. 1912. 444—450.)
- Seidlitz, W. von: Über den Aufbau der skandinavischen Gebirge. (Naturw. Wochenschr. 1911. 12 p. 4 Fig.)
- Sundins, N.: Pillow lava from the Kirunadistrict. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. **34**. 1912. 317—334. Taf. 4.)
- Grosch, P.: Geologische Reisebeobachtungen am Nordabfall der cantabrischen Ketten zwischen Pola de Lena und Cangas de Tinèo (Provinz Asturien, Nordspanien). (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 557—566. 2 Fig.)
- Praesent, H.: Bau und Boden der Balearischen Inseln. (13. Jahresber. geogr. Ges. Greifswald. 1911/12. 19—106. 15 Fig.)
- Hoernes, R.: Das Bosphorusproblem. (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien. **120**. 1911. 25 p.)
- Katzer, F.: Die geologischen Ergebnisse von J. Cvijic's Forschungen in Macedonien, Altserbien und einigen benachbarten Gebieten der Balkanhalbinsel. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1911. 387—419.)
- Preiswerk, H.: Über den geologischen Bau der Region der Schlammvulkane und Ölfelder von Berca und Becin bei Buzen in Rumänien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 86—95. 6 Fig.)
- Frech, F. und C. Renz: Kreide und Trias im Kiona- und Ötagebiet (Mittelgriechenland). (Sitzungsber. preuß. Akad. Wiss. 1911. 1112—1125.)
- Renz, C.: Die Insel Ithaka. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **63**. 1912. 468—495. Taf. 19.)
- Lebedeff: Neues über den geologischen Bau des Donetzbeckens. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 239—245. 6 Fig.)
- Frech, F.: Über den Gebirgsbau des Taurus. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin. 1911. 7 p.)
- Die geologische Entwicklung Chinas. (Mitt. d. Ferdinand v. Richthofen-Tages. 1911. 38—61.)
- Gregory, J. W.: On the geology and palaeontology of Cyrenaica. (Quart. Journ. geol. Soc. London. **67**. 1912. 572—680. Taf. 42—49.)
- Lauchs, K.: Geologische Untersuchungen im Chalyktau, Temnolyktau, dsungarischen Alatau (Tian-Schan). (Abh. Bayer. Akad. Wiss. **25**. 1912. 95 p. 8 Taf.)
- Kleibelsberg, R. v.: Ein Beitrag zur Kenntnis des Sinai-Carbons. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 594—603.)

- Atwood, W. W.: Geology and mineral resources of parts of Alaska peninsula. (U. St. Geol. Surv. Bull. **467**. 1911. 137 p. 18 Fig. 14 Taf.)
- Bonillas, Y. S.: Reconocimiento de algunos criaderos de fierro del Estado de Oaxaca. (Parerg. Inst. Geol. Mexico. **3**. 1911. 499—524. Taf. 76—79.)
- Dale, T. N.: Ordovician outlier at Hyde Manor in Sudbury, Vermont. (Amer. Journ. Sc. **33**. 1912. 97—102.)
- Emerson, B. K.: Cirques and rock-cat terraces of Mc Toby. (Bull. geol. Soc. America. **22**. 1911. 681—686.)
- Glenn, L. C.: Denudation and erosion in the southern appalachian region and the Monogahela Basin. (U. St. geol. Surv. Profess. paper. **72**. 1911. 137 p. 1 Fig. 21 Taf.)
- Hyde, J. E.: The ripples of the Bedford and Berea formations of central and southern Ohio with notes on the palaeogeography that epoch. (Journ. of Geol. **19**. 1911. 257—269. 3 Fig.)
- Irving, J. D. and H. Bancroft: Geology and ore deposits near Lake City, Colorado. (U. St. Geol. Surv. Bull. **478**. 1911. 128 p. 33 Fig. 8 Taf.)
- Lahee, F. H.: Relations of the degree of metamorphism to geological structure and to acid igneous intrusion in the Namagansett Basin, Rhode Island. (Amer. Journ. Sc. **33**. 1912. 354—372.)
- Ransome, F. R.: Geology and ore deposits of the Breckenridge District, Colorado. (U. St. Geol. Surv. Profess. paper. **75**. 1911. 187 p. 29 Fig. 33 Taf.)
- Report of the commission appointed to investigate Turtle Mountain, Frank, Alberta. (Geol. Surv. Canada Mem. **27**. 1912. 34 p. 19 Taf.)
- Van Hise, C. R. und C. K. Leith: The geology of Lake Superior region. (U. St. Geol. Surv. Monogr. **52**. 1911. 641 p. 76 Fig. 49 Taf.)
- Wittich, E.: Beiträge zur Geologie der Kapregion von Niederkalifornien. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 578—587. 2 Fig.)
- Bosworth, T. O.: Birth of an Island near the coast of Trinidad. (Geol. Mag. 1912. 159—163. 1 Fig.)
- Guppy, R. J. L.: On the Geology of Antigua and other West Indian Islands. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. **67**. 1912. 687—700. Taf. 50.)
- Romanes, J.: On the geology of a part of Costa Rica. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. **68**. 1912. 103—138. Taf. 8—9.)
- Bingham, H.: Preliminary report of the Yale peruvian expedition. (Bull. Amer. Geogr. Soc. **44**. 1912. 20—26.)
- Bodenbender, G.: Constitucion geologica de la parte meridional de la Rioja y regiones limitrofes. (Bol. Acad. Nac. Cienc. en Cordoba (Republ. Argentina). **19**. 1911. 220 p. 15 Taf.)
- Bowman, J.: Geologic relations of the Cuzco remains. (Amer. Journ. Sc. **33**. 1912. 306—324.)
- Dalton, L. V.: Geology of Venezuela. (Geol. Mag. 1912. 203—210.)
- Guillemain, C.: Beiträge zur Geologie Uruguays. (Dies. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIII. 1912. 208—264. 7 Fig. Taf. 8.)
- Quensel, P. D.: Geologisch-petrographische Studien in der patagonischen Kordillera. (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala. **11**. 1912. 1—114. Taf. 1—5.)

- Quensel, P. D.: Die Geologie der Juan Fernandez-Inseln. (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala. **11**. 1912. 252—290. Taf. 12—13.)
- Tobler, A.: Voorloopige Mededeeling over de Geologie der Residentie Djambi, door den tijdl. Geolog bij het Mijnwezen in Nederlandsch-Indie. Batavia 1912. 31 p. 1 K.
- Volz, W.: Die Gajoländer. (Aus: Volz, Nord-Sumatra. **2**. Berlin 1912. 15 p.)
- Halle, T. G.: On the geological structure and history of Falkland Islands. (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala. **11**. 1912. 115—229. Taf. 6—10.)
- Reinisch, R.: Gesteine der atlantischen Inseln St. Helena, Ascension, São Vincente (Kap Verden) und São Miguel (Azoren). (Deutsche Südpolar-Exped. 1901—1903. **2**. 7. 1912. 641—662. 2 Fig. Taf. 34—35.)
- Broom, R.: On the occurrence of water-worn pebbles in the lower Beaufort Shales. (Transact. geol. S. Afr. **14**. 1911. 84—86.)
- Cloos, H.: Geologische Beobachtungen in Südafrika. II. Geologie des Erongo im Hereroland. (Preuß. geol. Landesanst. 1911. 86 p. 1 Taf.)
- Meyer, O. E.: Die ostafrikanische Bruchstufe südlich von Klimatinde. (Jahresber. schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Breslau 1912. 5 p.)
- Rastall, R. H.: On the geology of certain districts of Cape Colony. (Quart. Journ. geol. Soc. London. **67**. 1912. 701—733.)
- Rogers, A. W.: Report on the geological survey of parts of the divisions of Beaufort West, Fraserburg, Victoria West, Sutherland and Laingsburg. (Ann. rep. geol. Comm. Cape of good Hope f. 1910. (1911.) 9—68.)
- Seidlitz, W. v.: Die Nehrung von St. Maura (Leukas). (Verh. deutsch. Naturf. u. Ärzte. Karlsruhe 1911. 6 p.)
- Stutzer, O.: Über Dwykakonglomerat im Lande Katanga, Belgisch-Kongo. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 626—629. 1 Fig.)
- Toit, A. L. du: Report on the geological survey of Maclear, and portions of Engcobo, Mt. Fletcher, Gumbu and Mt. Frere. (Ann. rep. geol. Comm. Cape of good hope f. 1910. (1911.) 69—110.)
- Thomson, J. A.: The rocks of the western australian Golfields. (Geol. Mag. 1912. 147—153.)
- The rocks of the western australian goldfields. (Geol. Mag. 1912. 210—218. 2 Fig.)

Stratigraphie.

Präcambrische Formation.

- Gavelin, A.: Intryck från en excursion genom Finlands prekambrium. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. **34**. 1912. 221—251.)
- Hinterlechner, K.: Geologische Mitteilungen über ostböhmische Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums der Böhmisches Masse. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1911. 365—380. 1 Fig.)
- Holmquist, P. J.: Till frågan om urbergsdiskordanserna. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. **34**. 1912. 386—410.)
- Sederholm, J. J.: Om palingenesen i den sydfinska skärgården samt den finska urbergsindelingen. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. **34**. 1912. 285—316. Taf. 3.)
-

Silurische Formation.

- Gardiner, C. J. and S. H. Reynolds: On the Ordovician and Silurian rocks of the Kilbridge Peninsula. (Quart. Journ. geol. Soc. London. **68**. 1912. 75—102. Taf. 6—7.)
-

Carbonische Formation.

- Dixon, E. E. L. and A. Vaughan: On the carboniferous succession in Gower. (Quart. Journ. geol. Soc. London. **67**. 1912. 477—571. Taf. 38—41.)
- Felsch, J.: Die Schichtenfolge des unteren Culms in der Umgebung des Münchberger Gneismassivs. Diss. Jena. Bonn 1911. 74 p.
- Renz, C.: Neue Carbonaufschlüsse in Attika. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 169—173.)
- Sargent, H. C.: The carboniferous limestone of the Crich Julier. (Geol. Mag. 1912. 163—164.)
-

Permische Formation.

- Williston, S. W. und E. C. Case: The permo-carboniferous of northern New Mexico. (Journ. of Geol. **20**. 1912. 1—12. 2 Fig.)
-

Triasformation.

- Smith, J. P.: Occurrence of coral reefs in the triassic of North America. (Amer. Journ. Sc. **33**. 1912. 92—96.)
-

Juraformation.

Rollier, L.: Les faciès du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisines. Zürich 1911. 352 p.

Kreideformation.

Clark, W. B., A. B. Bibbins, E. W. Berry: The lower cretaceous deposits of Maryland. (Maryland geol. Surv. 1911. 23—98.)

Berry, E. W.: Correlation of the Potomac formations. (Maryland geol. Surv. 1911. 153—172.)

Kilian, M. W.: Contribution à la connaissance de l'hauterivien du Sud-Est de la France. (C.-R. Ass. franç. Avancem. Sc. Toulouse 1910. 20—29.)

Reboul, M. P. et M. W. Kilian: Sur un gisement fossilifère du Valangien moyenne dans le nord du massif de la Grand-Chartreuse. (C.-R. Ass. franç. Avancem. Sc. Toulouse 1910. 19—20.)

Tertiärformation.

Hans Hess v. Wichdorf: Ein neues Vorkommen von phosphoritführender unteroligocäner Bernsteinformation bei Steinitten im Samlande und seine Natur als Diluvial-scholle. (Jahrb. k. geol. Landesanst. Berlin 1911. 2. 344.)

Nur teilweise von etwas Diluvium bedeckt liegt eine bis zu 7,5 m mächtige, über 4 km lange und 2 km breite Scholle von Glaukonitton und Sand mit Phosphorit und Bernstein und eine 0,4 m mächtige Phosphorit-bank über bis 20 m Geschiebeton und dann Kreide bei Steinitten.

von Koenen.

A. Quaas: Die Tiefbohrung Waurichen I. (Jahrb. k. geol. Landesanst. Berlin 1911. 2. 353.)

Ein Bohrloch bei Waurichen zwischen Ruhr und Wurm traf unter 39 m Diluvium 243 m Pliocän, Sande, Tone und auch Braunkohlen, in der Mitte und unten mit hellem Quarzkies mit Kieseloolithen, dann 108,80 m helle Quarzsande des Miocän mit einer Feuersteinschicht, 92 m Grünsand des Oberoligocän, z. T. mit Muschelbänken und festen Tonschichten, 87,8 m Sande und Tone, z. T. mit Fossilien und Phosphorit, Mitteloligocän, und dann bis 1000,30 m das Steinkohlengebirge mit mehreren Steinkohlenflözen.

Die einzelnen Schichten werden genau beschrieben und es wird hervorgehoben, daß das Pliocän dicht südlich der Sandgewand nur noch

15—20 m mächtig ist, so daß hier eine pliocäne Verwerfung hindurchsetzen muß. Die Kohlen dürften nach den Pflanzenresten der Gaskohlenpartie angehören.

von Koenen.

G. Courty: Sur l'existence des sables granulitiques de la Sologne à Villejuif (Seine). (Compt. rend. somm. Soc. géol. de France. 11. Déc. 1911. 196.)

Es werden Profile angeführt, in denen die miocänen Sande von Lozère unmittelbar auf den Marnes vertes liegen, während am Fort Bicêtre über diesen ein Gemenge von Blöcken der Meulières de Brie und de Beauce mit Sanden liegen, welche den Sanden von Fontenay anzugehören scheinen.

Die Sande von Villejuif sind „granulitisch“, hellgelb und erinnern ganz an die der Sologne und von Palaiseau, würden sich also vom Plateau Central bis hierher erstreckt haben.

von Koenen.

G. Courty: Un point de Paléogéographie yprésienne. (Compt. rend. somm. Soc. géol. de France. 11. Déc. 1911. 198.)

Mit Bohrlöchern sind in Paris schwarze, glimmerreiche Sande angetroffen worden, welche als Lagunen-Fazies des Yprésien gedeutet werden, welches bei Saint-Denis etc. durch gelbliche Sande, oben mit *Turritella Wateleti* vertreten wird.

G. DOLLFUS bemerkte dazu, diese Sande könnten dem oberen Sparnacien, den Sanden von Auteuil angehören, die früher als Fausses glaises bezeichnet wurden.

von Koenen.

F. Sacco: Il Molise. (Boll. Soc. Geol. Ital. 27. 1908. 491—538. 1 geol. Karte.)

Diese Arbeit stellt eine Fortsetzung von des Verf.'s Abruzzestudie dar und umfaßt die geologische Besprechung des Molise genannten Landstriches. Nebst Trias, Lias und oberen Juragliedern, aus Chamiden-, Rudistenkalken, doch auch in Flyschfazies entwickelter Kreide sind es vor allem Gesteine des Tertiärs, die zu $\frac{2}{3}$ das Gebiet des Molise aufbauen. Unter diesen sind es besonders die alttertiären Schichten, die lokal sehr reich an Foraminiferen sind.

Als Suessionien = unteres Eocän werden Kalke mit *Nummulites* (*Laharpeia*) *Defrancei*, *subitalica*, *subbasilisca*, *subbenoisti*, (*Paronaea*) *Mariani*, *eocenica*, *Tchihatcheffi*, (*Gümbelia*) *lucasana*, *Assilina subspira*, *Formae*, *Orthophragmina stropholiata* etc. gedeutet, die allerdings schon die Basis des Mitteleocän darstellen dürften.

Das Parisien = mittleres Eocän ist durch eine Fülle für dieses Niveau bezeichnender *Nummuliten*, *Assilinen*, *Orthophragminen*, *Alveolinen* aus-

gezeichnet, außerdem kommen in diesen Schichten auch Lithothamnien, Bryozoen, Korallen, Muscheln, Seeigeln etc. vor.

Als Bartonien = oberes Eocän werden schließlich mergelige Kalke mit Nummuliten und Lepidocyclinen gedeutet. Diese letzteren, die jedoch nicht mit Nummuliten zusammen vorkommen, sprechen indessen entschieden für ein jüngeres Alter wenigstens eines Teiles dieses Komplexes, wohl mindestens für Oligocän, wenn man nicht wie PREVER, dem Verf. die Bestimmungen verdankt, diese Schichten mit *Lepidocyclina dilatata*, *Mantelli*, *Raulini*, *Morgani*, *marginata*, *Formai*, *Verbeeki* etc. als Aquitanien oder Langhien deuten will.

Von jüngeren Schichten sind dann miopliocäne, pliocäne und diluviale Meeresabsätze, ferner Glazial-, vulkanische und Kalktuffabsätze beschrieben, von denen die marinen Absätze lokal recht versteinierungsreich sind.

R. J. Schubert.

M. Anelli: L'eocene nella Vallate del Parma. (Boll. Soc. Geol. Ital. 27. 1908. 124—157. Taf. IV, V.)

Das Eocän des Parmatales ist in Flyschfazies entwickelt und besteht aus einer mehrfachen Wechsellagerung von Tonschiefern und Kalken, untergeordnet Sandsteinen und Konglomeraten. Bemerkenswert sind die hier sehr fossilreichen Nummuliten- und Orbitoidenbreccien, weil sie außer den Fucoiden und Wurmsspuren fast die einzigen Fossilreste liefern.

Diese Breccien wurden nun im unteren Teile des Parmatales im Zuge des Monte Sporno gefunden und weiterhin im oberen Parmatale bei Corniglio.

An der ersteren Lokalität dominieren *Nummulites Orbignyi*, *wemmelensis*, *crispa*, *mamilla*, außerdem wurden auch durch PREVER *N. Guettardi*, *Tchihatcheffi*, *latispira*, *venosa*, *variolaria*, *Heberti* bestimmt, ferner *Orthophragmina nummulitica*, *varians*, *radians*, *Douvillei*, *Pratti*(?), *Marthae*, *Archiaci*, *Alveolina* cf. *decipiens* var. *dolioliformis*, *Amphistegina Lessonii*, *Assilina* sp., *Operculina ammonica*.

Im oberen Parmatale ist etwa die gleiche Fauna vorhanden, nur dominieren unter den Nummuliten *Nummulites crispa*, *mamilla* und *Guettardi*.

Während diese Breccien früher als dem Lutetien angehörig aufgefaßt wurden, werden sie auf Grund der neuen Fossilbestimmungen als unteres Bartonien gedeutet, worauf auch die in ihnen eingeschlossenen Faunen tatsächlich hinweisen.

R. J. Schubert.

G. Fliegel: Über die Beziehungen zwischen dem marinen und kontinentalen Tertiär im niederrheinischen Tieflande. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 11. 509.)

Am Niederrhein tritt marines Oberoligocän in der Gegend von Düsseldorf bis zur Wupper sowie von Viersen und bei Wassenberg zutage,

Mitteloligocän bei Wassenberg, Ratingen, Mülheim a. Ruhr und Duisburg, auch hauptsächlich vom Ostrande der Bucht, marines Miocän bei Bocholt und Dingden und bei Winterswyk, wo auch Eocän, Mitteloligocän und Miocän auftreten. In weit größerer Verbreitung ist das Tertiär durch Tiefbohrungen nachgewiesen, um so lückenhafter, je älter die Stufen sind, wohl weil sie vielfach wieder abgetragen sind. Bei Wassenberg wurden wenig mächtige Braunkohlen, z. T. in Sandstein erbohrt, darüber fossilführende Sande und Kalk des Paläocän, bei Elmpf graue, rote und rostfarbene Tone, wenig mächtig, gleichartig solchen von Peelhorst in Holland, wo auch Braunkohlen und kieselige Sandsteine auftreten, die von VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT zum Montien gestellt wurden. Im nordöstlichen Holland finden sich glaukonitische Sande mit Nummuliten und Fossilien des Bartonien, darunter mächtige Mergel, während HOLZAPFEL bei Aachen Sandsteine mit Feuersteingeröllern und *Ancillaria buccinoides* fand. Jedenfalls folgen auf die paläocänen braunkohleführenden Schichten mächtige marine Sedimente, über deren Verbreitung nach Osten nichts bekannt ist. Gegen 30 m mächtige Sande, Tone und Konglomerate des Unteroligocän mit *Ostrea ventralabrum* bei Baal in Holland werden von Tonen mit Cyrenen und Cerithien überlagert und sind im Tieflande weit verbreitet, wenigstens als Sande unter dem Rupelton, auf dem Peelhorst bis 40 m mächtig. Das Mitteloligocän, bis zu 150 m mächtige Tone etc., liegt auf den verschiedensten Schichten, vom Steinkohlengebirge bis zum Unteroligocän und greift über dieses nach Südosten fort. Das sandige Oberoligocän reicht weiter nach Süden, bis über den Aachener Sattel hinweg und bis zur Dhün, wo in den Kiesschichten *Cytherea* und *Cardium cingulatum* gefunden wurden. Zum Oberoligocän wird auch die Vallendarer Stufe gerechnet.

Das Miocän beginnt mit einem weiten Zurückweichen des Meeres nach Norden und mit festländischen Bildungen mit Braunkohlen, welche in beschränkten, von tektonischen Linien begrenzten Gebieten, wie westlich von Cöln, bis zu 100 m Mächtigkeit erreichen und den ganzen Süden des niederrheinischen Tieflandes einnehmen, im Nordwesten aber mit Marinem wechseln. Das Mittelmiocän, über 80 m mächtige Quarzsande mit einzelnen Feuersteingeröllern enthält lokal noch linsenförmige Braunkohlenlager im äußersten Nordwesten und entspricht einer Transgression und Regression des Meeres. Obermiocän fehlt.

Pliocän reicht von England und Belgien über einen großen Teil von Holland und wurde vom Verf. bei Cleve in 68—77 m Tiefe nachgewiesen. Mittelpliocän reicht aber weiter südlich als Unterpliocän und Oberpliocän. Flußablagerungen, Eppelsheimer Sande und Kieseloolithschotter gehören im Süden dem Unterpliocän an; letztere nehmen im südlichen Teile der niederrheinischen Bucht deren ganze Breite ein und legen sich im Norden auf das marine Mittelpliocän, schieben sich aber mit dem Zurückweichen der Meeresküste nach Nordwesten vor und breiten sich dann als Deltabildungen aus, indem ihre Mächtigkeit bei fortschreitender Senkung zunahm, so daß ihre Unterkante in der Bohrung Dürboslar bei Jülich bei 315 m, bei

Vlodrop bei Roermond bei 535 m unter dem Meeresspiegel liegt. Die Braunkohlen in diesen pliocänen Schichten zeichnen sich durch stark wechselnde Mächtigkeit und wenig regelmäßige Lagerung aus.

von Koenen.

Krantz, W.: Das Alter der Sylvana-Schichten II. (Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N. F. II. 1912. 11—18.)

Lindgren, W.: The tertiary gravels of the Sierra Nevada of California. (U. S. Geol. Surv. Profess. paper. 73. 1911. 226 p. 16 Fig. 28 Taf.)

Sinclair, W. J. and W. Granger: Notes in the tertiary deposits of the Bighorn basin. (Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. 31. 1912. 57—67. Taf. 5—6.)

Diluvium.

A. Leppla: Das Diluvium der Mosel. Ein Gliederungsversuch. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 31. 2. 343—376.)

Verf. macht den Versuch, die alten Talstufen der Mosel in eine zeitliche Beziehung zur Vergletscherung ihres Oberlaufes zu bringen. Die Mosel bildete im Gegensatz zum Rhein in der Diluvialzeit eine glazial-fluviale Einheit. Nach kurzer Darstellung der Vergletscherung der französischen Hochvogesen ergibt sich die Möglichkeit folgender Gliederung:

1. die große (flächenhafte) Decken- und Hochtal-Vergletscherung der westlichen Südvogesen nach SW. und W. zur Saône hin (Günz- und Mindelzeit);

2. der große Moselgletscher des Tieftals mit seinem Ende bei Eloyes und seinen Stirnmoränen bei Noir Gueux (Rißzeit);

3. die jüngere Vergletscherung in den Quellgebieten der Mosel, Moselotte, Vologne und Cleurie von geringerer Erstreckung als die vorige, ausgezeichnet durch ihre Grund-, Seiten- und Stirnmoränen und Stauseen (Würmzeit).

Die Vertiefung der Täler in der vergletscherten Strecke wie unterhalb führt Verf. nur zum geringen Betrag auf die Wirkung des Eises und der Schmelzwassermengen zurück, zum größeren Teil vielmehr auf das während der Eiszeit vermehrte Gefälle.

Aus der Beschreibung der alten Talstufen ergibt sich:

Obere Terrassengruppe, 100—200 m über Moselbett,
Hauptterrasse,

Mittlere Terrassengruppe, 30—100 m über Moselbett (Mosbacher Sand, junges Eiszeitlich!),

Hochterrasse (Granitschotter von hier abwärts),

Untere Terrassengruppe, 8—30 m über Moselbett,
Talsohle, Moselbett.

E. Geinitz.

A. Reichardt: Die Entwicklungsgeschichte der Gera und ihrer Nebengewässer. (Zeitschr. f. Naturw. 81. 321—432. 1910. Mit 2 Übersichtskarten [pliocäne und diluviale Schotterterrassenverbreitung der Glazialabsätze].)

Die Arbeit behandelt: 1. den heutigen Lauf der Gera und ihrer Nebengewässer, ihre Beziehungen zu den tektonischen Verhältnissen und die für ihr Geschiebe charakteristischen Gesteinsarten des von ihnen durchflossenen Gebietes; 2. das Problem der ersten Anlage der Flußtäler im Geragebiet (eine Gera war schon in der Oligocänzeit vorhanden); 3. die zur Gliederung, Aneinanderreihung und Altersbestimmung der im Geragebiet vorhandenen fluviatilen Schotter verwendeten Methoden; 4. a) kalkfreie Schotter pliocänen und zweifelhaften Alters; b) kalkfreie Wipfrakiese zweifelhaften Alters; 5. das Glazialdiluvium im Geragebiet: südliche Verbreitungsgrenze der nordischen Geschiebe, Südgrenze des Inlandeises, Stausee, Glazialabsätze (Geschiebelehm, fluvioglaziale Bildungen). Der Thüringer Wald zur großen Eiszeit (nur geringe und zweifelhafte Spuren von Glazialbildungen lokaler Natur). Die von nordischem Geschiebe freien Gebiete innerhalb des vereist gewesenen Gebietes; 6. die vor der Vereisung abgesetzten Schotter nördlich der südlichen Verbreitungsgrenze der nordischen Geschiebe: Die Geraschotter ohne nordisches Material; obere und untere präglaziale Geraterrasse. Die Apfelstädt-Hörsel-Schotter ohne nordisches Material (obere und untere Terrasse). Diskussion über das Alter der von nordischem Material freien Schotter nördlich der südlichen Verbreitungsgrenze des nordischen Materials und der kalkfreien und kalkarmen Schotter südlich dieser Grenze; 7. die nach der Vereisung abgesetzten, d. h. nordisches Material führenden Schotter nördlich der südlichen Verbreitungsgrenze des nordischen Materials und ihre Beziehungen zum Löß: Die interglaziale Geraterrasse, Ober- und Unterstufe. Die interglaziale Apfelstädt-Hörsel-Ohra-Terrasse. Die interglaziale Wipfraterrasse. Die interglaziale Grammeterrasse. Der ältere und jüngere Löß zwischen Arnstadt und Gebesee. Die postglaziale Geraterrasse, Apfelstädt-Ohra-Terrasse, Grammeterrasse.

E. Geinitz.

G. Fliegel: Das Diluvium des niederrheinischen Tieflandes. (Aus: WUNSTORF und FLIEGEL, Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abh. preuß. geol. Landesanst. 67. 1910.)

Verf. meint, daß es vielleicht möglich sein wird, vom Rheine her zu einer befriedigenden Gliederung des norddeutschen Diluviums und zu einer Parallelisierung der Ablagerungen des nordischen Inlandeises mit denen der Alpenvergletscherung beizutragen.

Ein Überblick über die wichtigste Literatur macht den Anfang der Arbeit. Das Diluvium ist für das Niederrheingebiet eine Festlandszeit, beherrscht von der aufschüttenden und der abtragenden Tätigkeit der Flüsse; weiter tritt auf kurze Zeit der Einfluß der Eiszeit in dem Vordringen

des skandinavischen Landeises hinzu; auch sind die noch in die Diluvialzeit hineinreichenden Niveauschwankungen nicht ohne Einfluß gewesen.

a) Das südliche Diluvium gliedert sich in eine Anzahl von Terrassen, die ebensoviele, durch lange Zeiten der Talvertiefung getrennte, Perioden überwiegender Talaufschüttung bezeichnen.

1. Der älteste Diluvialschotter. Im nördlichen nieder-rheinischen Tiefland finden sich unter der Hauptterrasse an wenig Stellen beobachtbar älteste Schotter, bei Tegelen unter dem Ton als Rhein-Maaskies; ähnlich am Wylerberg und bei Donsbrüggen bei Cleve (feldspathaltig, mit Schichtenstauchung). Auch im Osten scheint dieser älteste diluviale Kies verbreitet zu sein, nach Süden ist über seine Verbreitung nichts bekannt.

2. Die Tegelen-Stufe, aus Ton, Sand und tonigem Sand bestehend, durch ihren Kalkgehalt ausgezeichnet, wird als älteres Interglazial aufgefaßt, an mehreren Orten enthält sie Conchylien des heutigen Klimas; sie bildet keine Einlagerung in der Hauptterrasse, sondern ist eine selbständige Bildung zwischen kalkfreien Ablagerungen. Ihre Verbreitung ist erst unvollkommen bekannt.

3. Die Hauptterrasse ist weit verbreitet, die höchstgelegene Rheinaufschüttung, nach Norden immer mehr an Breite zunehmend, der flache Schuttkegel des Rheins und der Maas in dem flachen Vorland des Gebirges. 6—12 m mächtig (nur lokal durch Grabeneinbrüche bedingt mit größerer Mächtigkeit) bildet sie eine Hochfläche, in ihrer heutigen Höhenlage durch Schollenbewegungen bedingt, unterbrochen durch die jüngeren Täler. Ihre Schotter haben eine bunte Zusammensetzung (Vermischung von Rhein- und Maasmaterial), Kalksteine fehlen, häufig treten große südliche Geschiebe auf, besonders an der Basis angereichert. Sand und Kies vertreten sich regellos, Kies herrscht aber mehr im Süden. Auch lößähnliche Feinsande sind zu beobachten. — In der eigentlichen niederrheinischen Bucht ist das Liegende der Hauptterrasse direkt das Tertiär.

4. Die Mittelterrasse bezeichnet eine dritte Epoche der Aufschüttung, von der Hauptterrasse durch eine Zeit tiefer Erosion getrennt. Das heutige Rhein- und Maastal erscheint tief in die Hauptterrasse eingeschnitten, das Tal der Niederterrasse tritt dagegen im Landschaftsbilde zurück. Die Hauptterrasse ist durch das Einschnitten der Flüsse in eine Anzahl von Lappen zerlegt, Stromgabelungen des Rheins haben schon zur Zeit der Mittelterrasse bestanden. Die Mächtigkeit der Mittelterrasse beträgt im südlichen Teil gegen 18 m, der Höhenunterschied zwischen Haupt- und Mittelterrasse ist hier etwa 90 m, die Talvertiefung betrug daher gegen 100 m. Der petrographische Habitus gleicht dem der Hauptterrasse: grober Kies, zurücktretend Sand, große Geschiebe fehlen nicht, nach Norden wird das Material feinkörniger. Einzelne Gerölle von Kalkstein treten auf. Am Abfall der Eifel findet sich lokaler Eifelschotter.

5. Die Niederterrasse, der jüngste Talboden aus diluvialer Zeit, ist zwischen Bonn und Cöln 17—37 m mächtig, scheint flußabwärts an

Mächtigkeit zu verlieren. Sie erscheint auch als selbständige, durch eine Zeit tiefer Erosion von der Mittelterrasse getrennte Aufschüttung. Ihr Material ist ursprünglich kalkhaltig, ihre obersten Schichten bestehen (im südlichen Teil) aus feinkörnigem Material, Feinsand, lößähnlichem Mergelsand und Lehm, als 2 m mächtige Decke über Kies und Sand, ausgezeichnet durch das stärkere Zurücktreten der Quarzgerölle und das Auftreten von Eruptivgesteinen des Laacher See-Gebietes. Sie ist im Gegensatz zu den älteren Terrassen frei von Lößdecke. Spuren von Fauna treten häufiger auf. Viele meist trockene alte Rheinarme unterbrechen den Zusammenhang. Flußabwärts wird der Höhenunterschied zwischen alluvialem Talboden und Niederterrasse allmählich geringer.

b) Die Entstehung des Rheintales: Auf einem schematischen Profil ist ersichtlich, wie die einzelnen Terrassen flussabwärts konvergieren und schließlich miteinander zum Schnitt kommen. Die Terrassenkreuzung ist auf tektonische Verhältnisse (Schollenbewegungen) zurückzuführen, außerdem haben aber auch die wechselnden klimatischen Verhältnisse der Eiszeit wesentlich mitgewirkt.

c) Der Löß breitet sich über die verschiedensten Bildungen aus, er ist jünger als die Mittelterrasse, sein Absatz fällt im wesentlichen in die Erosionszeit vor Aufschüttung der Niederterrasse und wäre sonach, wenigstens in seiner Hauptmasse, interglazial. Die Gliederung in eine ältere und jüngere Stufe scheint auch in der niederrheinischen Bucht vorhanden zu sein.

d) Das nordische Diluvium. Die Spuren der Ablagerungen und Schmelzwässer des vorrückenden Inlandeises werden in Berührung mit dem großen Strome verwischt sein. Doch kann man schon im ältesten Schotter seine Spuren finden in den roten Feldspäten und den großen kantigen Geschieben an der Basis der Hauptterrasse; der älteste Schotter kann demnach als „älterer Deckenschotter“ angesprochen werden. Verf. glaubt mit Sicherheit im niederrheinischen Tieflande die Grundmoräne zweier Vereisungen nachgewiesen zu haben, rechts des Rheins im Liegenden der Hauptterrasse, bei Xanten u. a. O. unter der Niederterrasse (falls die nordischen Geschiebe im ältesten Schotter und die erstgenannte Grundmoräne auf zwei verschiedene Eiszeiten zu beziehen sein sollten, würden sogar die Spuren von drei Vereisungen vorliegen). Die Beziehungen der Niederterrasse zum glazialen Diluvium sind noch nicht geklärt. Auch eine Übereinstimmung mit der Gliederung des oberrheinischen Diluviums ist noch nicht erzielt.

E. Geinitz.

H. Habenicht: Der Standpunkt der Eiszeitforschung.
(Der Forscher. 1912. 6—10.)

Verf. verwirft die kosmischen Ursachen der Eiszeit, mächtige Niederschläge maritimen Klimas (bei größerer Ausdehnung des Weltmeeres sowie aller Binnengewässer) verursachten die zwei Eiszeiten, die Interglazialzeit war eine Zeit größerer Ausdehnung der Kontinente; also

wechselndes Zurückweichen und Vordringen des Weltmeeres, Hebungen und Senkungen, „allmähliche Ansammlung von Ozeanen glühender Gas-mengen zwischen dem heißen Erdkern und der erkalteten und erstarrten Kruste, welche eine säkulare Hebung der letzteren bewirkt. Diese Gas-anhäufung führt schließlich zum Zerreißen der Erhebungskruste im Zen-trum des Kraters, zur Eruption der Gase, Zurücksinken der Kruste und dadurch bedingten Vordringen des Weltmeeres.“

Seine Auffassung der Eiszeitenchronologie Norddeutschlands und der Alpen gibt er in folgender (als Manuskript gedruckten) Übersicht:

Alpen.

1. Erste Pluvialperiode. Aufschüttung der Geröllmassen des Hochfeldes, älteste Terrassenbildung (oberste), PENCK's Günzperiode, Hochwasserstand.

2. Erste und Große Eiszeit. Ausdehnung der Alpengletscher bis an die Aarmündung in den Rhein, die obere Donau usw. PENCK's niedere Alt-moräne (Rißperiode).

3. Erster Rückzug der Gletscher, Aufschüttung des zweiten Schotter-feldes (Grönenbacher Feld?) durch die Schmelzwässer. Erosion der zweiten Talterrassen, PENCK's Rißperiode.

4. Kontinental- oder trockene Interglazialperiode. Bildung echten Interglaziallößes, völliges Schwinden der Gletscher. Jahresmitteltemperatur einige Grad höher als heute.

5. Zweite Pluvialperiode, dritte Schotteraufschüttung (Hitzendorfer Feld?). Erosion der dritten Talterrassen, PENCK's Mindelperiode, zweiter Hochstand der Binnengewässer.

6. Zweite oder kleinere Eiszeit. Vordringen der Alpengletscher bis zum Westende des Bodensees, Bruck an der Amper, Gars am Inn usw. Die End- und Rückzugsmoränen, sowie Drumlins und kuppigen Grund-moränen sind bis heute sehr gut erhalten und unbedeckt von Löß oder Lößlehm (PENCK's Würmperiode).

7. Zweiter Rückzug der Gletscher, vierte Schotteraufschüttung und Erosion der vierten oder untersten Talterrassen durch die Schmelzwässer (PENCK's Würmperiode).

8. Rückgang der Fluß- und Seenspiegel bis zu dem Stand der Gegenwart.

Norddeutschland.

1. Diluvialtransgression. Absatz des Altdiluviums, erster Hochwasser-stand der Flüsse und Seen.

2. Ausdehnung der skandinavischen Gletscher bis in die Gegend von Leipzig. Transport der nordischen Geschiebe bis dahin.

3. Rückzug der ersten Eiszeitgletscher, Bildung der alten Rückzugs-moränen und der alten, großen Alluvialurströme.

4. Zurückweichen des Meeres bis zu Landverbindung mit Amerika, Steppen- und Wüstenklima in Europa, Lößbildung. Austrocknung vieler Seen- und Flußbetten.

5. Zweite Diluvialtransgression, Absatz des Jungdiluviums, Trans-port der nordischen Geschiebe und des Lößlehms oder Mergels (durch die

Diluvialflut) bis an die Südgrenze der nordischen Geschiebe, zweiter Hochwasserstand der Flüsse und Seen.

6. Zweite Eiszeit, in der die skandinavischen Gletscher nur bis auf die baltische Seenplatte vordrangen und dieselben gut erhaltenen Endmoränen, Drumlins und stark kuppigen Grundmoränen hinterließen wie die Gletscher der zweiten Alpenvereisung.

7. Zweiter Rückzug der Gletscher, Bildung der jungalluvialen Urstromtäler.

8. Rückgang der Fluß- und Seenspiegel bis zu dem Stand der Gegenwart durch fortschreitende Alluvion und Erosion. **E. Geinitz.**

L. Siegert und W. Weissermel: Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. (Abh. preuß. geol. Landesanst. 60. 1911. 351 p. 17 Taf.)

Die Diluvialzeit fand in der dortigen Gegend eine flache aus Buntsandstein und Unteroligocän aufgebaute Landschaft vor. In derselben ist die Entwicklung des Saaletales von besonderem Interesse. Das Diluvium wird folgendermaßen gegliedert: 1. präglaziale Ablagerungen, 2. Ablagerungen der 1. Eiszeit, 3. der 1. Interglazialzeit, 4. der 2. Eiszeit, 5. der 2. Interglazialzeit, 6. der 3. Eiszeit, 7. der Postglazialzeit und 8. Alluvium. Eine speziellere Tabelle ist am Schluß gegeben.

1. Die präglazialen Saaleschotter, in Zusammensetzung und Struktur von charakteristischem Habitus, von bunter Färbung und ausgeprägter Schichtung, sind auf 4 Terrassen zu verteilen, deren älteste hier nur an einem Punkt bekannt ist, während die anderen gut zu verfolgen sind (die vierte tiefste spaltet sich bei Weißenfels durch stärkeres Gefälle ab); z. T. können sie noch zum jüngeren Tertiär gehören. Sie sind scharf getrennt von dem hangenden glazialen Kies. Auch ein Teil der präglazialen Unstrutkiese, in 2 Terrassen, ist bekannt (Zeuchfeld). [Für diese 4 Terrassen wird keine Schwankung klimatischer Verhältnisse herangezogen.]

2. Die Ablagerungen der 1. Eiszeit gliedern sich in a) Dehlitzer Bänderton, b) Grundmoräne, c) Glazialsand und -kies.

a) Die Terrassenaufschüttung muß bis zum Hereinbrechen des Eises angehalten haben. Als Stauprodukt an der Grenze des Terrassenschotters und der Grundmoräne gilt der Dehlitzer Bänderton, wenig mächtig, in verschiedenen Höhenlagen auftretend; der älteste Horizont liegt unmittelbar auf der tieferen präglazialen Terrasse. Meist ist seine Oberkante von der darüberlagernden Moräne nicht gestört. Auch in den benachbarten Tälern wurde Ton abgelagert (liegender Ton in Sachsen). Der Ton wird an anderen Stellen zur Abgrenzung von zwei altersverschiedenen Grundmoränen benutzt. An einer Stelle wechselt er mit unterer Grundmoräne.

b) Das ältere Glazial wird bis zu 20—30 m mächtig. Aus Beobachtungs- und Konstruktionsprofilen ergab sich, daß die über dem Ton a

folgende Grundmoräne (Geschiebemergel, meist dunkel und tonig), die bis in die Gegend von Jena gereicht haben muß, nur innerhalb der präglazialen Saaletäler und Nebentäler in größerer Mächtigkeit nachgewiesen ist, während sie auf den Höhen weniger mächtig aufgeschüttet worden ist und später wieder leichter zerstört wurde. Es fanden sich Gletscherschliffe unter dem interglazialen Saaleschotter, in gestauchte Braunkohlenschichten eingepreßte nordische Blöcke.

c) Während des Rückzuges des Eises wurden größere Sandablagerungen gebildet (bei Ermlitz vielleicht endmoränenartige Bildung).

3. In der folgenden Interglazialzeit erfolgte erneute Vertiefung des Saaletales, und zwar in zwei durch eine Stillstandszeit unterbrochenen Phasen, wodurch eine höhere, nur wenig erhaltene und eine tiefere, die Hauptterrasse gebildet wurden. Beide Terrassen führen eine Fauna von Wirbeltieren und Konchylien. Eine Seitenterrasse der Unstrut vereinigte sich bei Körbisdorf. Außerhalb der Flußtäler bildeten sich sandige oder mergelige faunaführende Ablagerungen kleiner Becken bei Dörstewitz, Zeuchfeld? und Lauchstadt? Die zwischen Grundmoräne lagernden Flußschotter beanspruchen eine lange Bildungsdauer, ihre Fauna (*Corbicula fluminalis*, *Elephas antiquus* und *trogontherii*, daneben aber auch *Vallonia tenuilabris* und *Succinea Schumacheri*!) verlangen mildes Klima. Ein „nordischer Hut“ wird von dem normalen Schotter durch eine unregelmäßige Lage grober nordischer Gerölle getrennt, Absätze der ersten Schmelzwasser des heranrückenden Inlandeises, die viel Saalematerial aufgearbeitet haben.

4. Das zweite Glazial (früher vielfach als einziger Vertreter des Glazialdiluviums angesehen) ist weit verbreitet; seine Grundmoräne (Hauptgrundmoräne) ist weniger tonig und schwankt von reinem Mergel bis fast reinem schwach lehmigen Sand, führt viel einheimisches Material. In der Entwicklung besteht ein Gegensatz zwischen dem Gebiet der alten Täler und den Ufer- und Höhengebieten. Außerhalb der Täler ist die Mächtigkeit erheblich geringer als im Talgebiet, wo außerdem mehrere Moränenbänke, getrennt durch Fluvioglazial- oder Stanbeckenablagerungen, erscheinen. Es werden 8 Horizonte unterschieden, die einer dreimaligen Oszillation entsprechen, mit folgender Gliederung: Die „Saaleschwankung“, mit dem Kriechauer Beckenton zu unterst, der Basalgrundmoräne und dem Basalschotter, die „Bruckdorfer Schwankung“ mit unterer Bank der Hauptgrundmoräne und dem Bruckdorfer Beckenton, die „Roddener (Dehlitzer) Schwankung“ mit der mittleren Bank der Hauptgrundmoräne, den Hauptrückzugsbildungen mit dem Dehlitzer Stadium (Endmoränen), dem Roddener Stadium (Sandr), Dieskauer Stadium (Os- und endmoränenartige Bildungen) und der oberen Bank der Hauptgrundmoräne.

5. Die Ablagerungen der zweiten Interglazialzeit sind Beckenablagerungen (der Rabutzer Beckenton und der Schneckenmergel von Kayna und Beuna), sowie Flußterrassen der Saale und Elster. Ein Bohrloch zu Rabutz ergab

- 0,5 m alluviale Schwarzerde
- 1,3 „ Sande der dritten Eiszeit
- 5,9 „ Rabutzer Ton, 2. Interglazial
- 8,9 „ obere Geschiebemergelbank
- 10,2 „ Roddener Sandr
- 10,9 „ mittlere Geschiebemergelbank
- 12,3 „ Bruckdorfer Beckenton
- 16,7 „ Hauptgrundmoräne, untere Bank
- 16,8 „ Basalschotter
- 17,5 „ höhere Saaleterrasse, 1. Interglazial
- 22,0 „ Sand und Grundmoräne der 1. Eiszeit
- 23,2 „ Dehlitzer Bänderton
- 26,7 „ präglaziale Saaleschotter, auf Oligocän.

2. Eiszeit

Die Untersuchung der Terrassen ergab für diese Zeit erneute Vertiefung des Saaletales, Terrassenaufschüttung und Verlegung der Täler.

6. Die dritte Vereisung reichte wohl nicht über das Elstertal hinaus. Ihre Wirkung bestand im wesentlichen in Einebnung der Landschaftsformen und Ablagerung einer dünnen Decke von Glazialsand und Geschiebemergel.

7. Ablagerungen der Postglazialzeit sind fluviale Bildungen und der Löß, welcher später zu der mächtigen Schwarzerde regional humifiziert wurde. Es erfolgten weitere Vertiefungen der Täler mit einer höheren Postglazialterrasse; der heutige Talboden besteht aus der eigentlichen Alluvialterrasse mit überlagerndem Auelehm.

8. Die Einwirkung des Eises auf den Untergrund war nur gering, sie ist erkennbar in Stauchung und Faltung, Gletscherschliffen und Schrammen.

9. Störungserscheinungen erscheinen auch im Diluvium nach denjenigen aus der Zeit des Rotliegenden und zwischen Muschelkalk und Oligocän.

E. Geinitz.

Ahlmann, H. W., C. Carlzon and R. Sandberger: The quaternary history of the Ragunda region in Jämtland. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. **34**. 1912. 343—364. Taf. 5—6.)

Blösch, E.: Die große Eiszeit in der Nordschweiz. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. **31**. 1911. 27—36.)

Frei, R.: Zur Kenntnis des ostschweizerischen Deckenschotter. (Ecl. geol. Helv. **11**, 6. 1912. 814—825.)

Geer, G. de: Om grunderna för den senkvartära tidsindelningen. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. **34**. 1912. 252—264.)

Geinitz, E.: Wallberge (Osar), Rückenberge (Drumlins) und Zungenbecken im nordöstlichen Mecklenburg. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 161—169. 1 Fig.)

Güll, W.: Agrogeologische Notizen aus der Umgebung von Baracspszta, Ladanybene und Tatarszentgyörgy. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 190—193.)

- Hausen, H.: Stenrökningar på Åland. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. 33. 1912. 495—502.)
- Hill, E.: On the glacial sections round Sudbury (Suffolk). (Quart. Journ. geol. Soc. London. 68. 1912. 23—30.)
- Hirznbruch, F.: Über kristallinische Geschiebe aus dem Diluvium des Münsterlandes. (Verh. nat. Ver. preuß. Rheinlande u. Westfalens. 68. Jahrg. 1911. Bonn. 347—380.)
- Hull, E.: On the interglacial gravel beds of the Isle of Wight and the South of England. (Quart. Journ. geol. Soc. London. 68. 1912. 21—22.)
- Interglacial gravels, Isle of Wight and the english channal river. (Geol. Mag. 1912. 100—106. Taf. 6.)
- Kilian, W. et M. Gignoux: Les formations fluvio-glaciaires du Bas-Dauphiné. (Bull. Serv. Carte Géol. France. 21. 1911. 84 p. 5 Fig. 7 Taf.)
- Kilian, W.: Sur les senils de débordement glaciaires et sur une phase importante dans la succession des oscillations glaciaires dans les Alpes françaises. (Bull. Soc. Géol. France. 11. 1911. 33—38.)
- Koroniewicz, P.: Über die Glacialbildungen im Czenstochauer Jura-gebiet. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 530—539.)
- Laszlo, H. v. und C. Emszt: Bericht über geologische Torf- und Moorforschungen im Jahre 1908. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 207—225.)
- Philippi, E.: Die Schuttführung der Eisberge und des Inlandeises. (Deutsche Südpolar-Exped. 1901—1903. 2, 7. 1912. 617—627. 6 Fig.)
- Reinisch, R.: Erratische Gesteine, besonders aus Eisbergen. (Deutsche Südpolar-Exped. 1901—1903. 2, 7. 1912. 629—640.)
- Salomon, W.: Scheinbare Facettengeschiebe in der Grundmoräne des Monte San Salvatore bei Lugano. (Ecl. géol. Helv. 11, 6. 1912. 810—813.)
- Smith, H.: Postglaciala region förskjurningar in Norra Härjedalens och Södra Jämtlands fjälltrakter. (Geol. Fören. i Stockholm. Förh. 33. 1912. 503—530.)
- Stamm, C.: Glacialspuren im Rheinischen Schiefergebirge. (Verh. nat. Ver. preuß. Rheinl. u. Westfalens. 69. 1912. 151—214. Taf. 1—2.)
- Treitz, P.: Agrogeologische Beschreibung der Umgebung von Szabadka und Kelebia. (Jahresber. ungar. geol. Reichsanst. 1911. 174—189.)
-

Paläontologie.

Allgemeines.

- Dollo, L.: Les Céphalopodes adaptés à la vie nectique secondaire et à la vie benthique tertiaire. (Zool. Jahrb. Suppl. 15, 1. 1912. 105—140. Taf. III.)
- König, Friedrich: Fossilrekonstruktionen. Bemerkungen zu einer Reihe plastischer Habitusbilder fossiler Wirbeltiere, mit Begleitworten zu den Modellen v. OTHENIO ABEL, E. FRAAS u. MAX SCHLOSSER. 8 Taf. München. Dultz & Co. 70 p. 8°. 1911.
- Scharff, R. F.: Distribution and origin of life in America. London 1911. 497 p.
- Semper, M.: Über Artenbildung durch pseudospontane Evolution. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 140. 152.)
- Tschermak, A.: Über die Entwicklung des Artbegriffs. (Tierärztl. Centralbl. 34. Wien. 1911. 8 p.)

Faunen.

L. Lambe: The Vertebrata of the Oligocene of the Cypress Hills, Saskatschewan. (Contribution to Canadian Palaeontology. Canada Departement of Mines, Geological Survey Branch. 3. 5—64. Taf. I—VIII. Ottawa 1908.)

In dieser zusammenfassenden Arbeit werden nach einleitenden Bemerkungen über die Geologie der Cypress Hills folgende Wirbeltiere beschrieben, die Verf. selbst gesammelt und meisterhaft abgebildet hat:

Fische: *Amia whiteavesiana* COPE, *A. macrospondyla* COPE, *A. exilis* n. sp., *Lepidosteus longus* n. sp., *Rhinastes rhoeas* COPE, *Amiurus cancellatus* COPE, *A. maconnelli* COPE. Reptilien: *Anosteira ornata*? LEIDY, *Stylemys nebrascensis* LEIDY, *Testudo exornata* LAMBE, *Trionyx leucopotamicus* COPE, *Peltosaurus granulatus* COPE, *Ogmophis compactus* n. sp. (ein Palaeophide), *Crocodylus prenasalis*? LOOMIS. Säuger: *Didelphis*

valens n. sp., *Ancodus* (*Hyopotamus*) *brachyrhynchus* OSBORN et WORTMAN, *Anthracotherium* ? *pygmaeum* n. sp., *Elotherium* *coarctum* COPE, *Agriochoerus antiquus* LEIDY, *Merychoidodon Culbertsoni* LEIDY, *Poebrotherium Wilsoni* LEIDY, *Leptomeryx esulcatus* COPE, *L. mammifer* COPE, *L. speciosus* n. sp., *L. semicinctus* COPE, *Hypertragulus transversus* COPE, *Meshippus Westoni* COPE, *M. proecoidens* LAMBE, *M. propinquus* LAMBE, *M. brachystylus* OSBORN, *M. stenophus* LAMBE, *M. planidens* LAMBE, *M. assiniboensis* LAMBE, *Hyracodon nebrascensis* LEIDY, *H. priscidens* LAMBE, *Aceratherium mite* COPE, *A. occidentale* LEIDY, *A. exiguum* n. sp., *Leptaceratherium trigonodum* OSBORN et WORTMAN, *Megacerops angustigenis* COPE, *M. selwynianus* COPE, *M. syceras* COPE, *M. primitivus* n. sp., *M. assiniboensis* nomen prov., *Chalicotherium bilobatum* COPE, *Sciurus saskatchewanensis* n. sp., *Ischyromys typus* LEIDY, *Cylindrodon fontis* DOUGLAS, *Eutypomys parvus* n. sp., *Palaeolagus turgidus* COPE, *P. haydeni* LEIDY, *Hyaenodon cruentus* LEIDY, *H. crucians* LEIDY, *Hemipsalodon grandis* COPE, *Cynodictis lippincottianus* (COPE), *Daphaenus felinus* SCOTT, *Protemnocyon hartshornianus* COPE, *Dinictis felina* LEIDY.

W. Freudenberg.

- Branson, E. B.: Notes on the Ohio shales and their faunas. (University of Missouri Bull. II, 2. 1911. 23—32. Taf. 1—3.)
- Eaton, G. F.: Report of the remains of man and of lower animals from the vicinity of Cuzco, Peru. (Amer. Journ. of Sc. 33. 1912. 325—333.)
- Grosch, P.: Carbon-Fossilien aus Nordspanien mit besonderer Berücksichtigung ihrer stratigraphischen Stellung. (Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br. 19. 1911. 9—20.)
- Harlé, E. et A. Harlé: Le vol de grands reptiles et insectes disparus semble indiquer une pression atmosphérique élevée. (Bull. Soc. géol. France. 4. sér. 11. 1911. 118—121.)
- Homenko, J.: La faune méotique du village Taraklia du district de Bendery. II. *Castor fiber* LIN. (Nat. Ges. Bessarabiens. Kischinew 1911. II, 2. 1—17. Taf. 3—4.)
- Kadič, O.: Die fossile Säugetierfauna der Umgebung des Balatonsees. (Anhang. Paläontol. Resultate d. wiss. Erforschung d. Balatonsees. 4. No. 11. 26 p. 1911. 6 Taf. u. 4 Fig.)
- Kadič, O. und Th. Kormos: Die Felsnische Puskaporos bei Hámor im Komitat Borsod und ihre Fauna. (Mitt. a. d. Jahrb. ungar. geol. Reichsanst. 19, 3. 1911. 119—163. Taf. 4—5.)
- Kormos Th.: Die pleistocäne Molluskenfauna des Kalktuffs von Ronto (Komitat Bohan), Ungarn. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 152—157.)
- Klinghardt, F.: Vorläufige Mitteilung über eine Kreidefauna aus Friaul. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 318—320.)
- Lull, R. S., W. B. Clark, E. W. Berry: Systematic Palaeontology of Maryland, lower cretaceous. (Maryland geol. Surv. 1911. 181—604.)

- Schlagintweit, O.: Die Fauna des Vracon und Cenoman in Peru. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIII. 1912. 43—135. 5 Fig. Taf. 5—7.)
- Vadasz, M. E.: Paläontologische Studien aus Zentralasien. (Mitt. a. d. Jahrb. ungar. geol. Reichsanst. XIX. 1911. 57—115. 4 Taf.)
- Vogl, V.: Die Fauna des sogenannten Bryozoenmergels von Piszke. Mitt. a. d. Jahrb. ungar. geol. Reichsanst. XVIII. 1911. 197—228.

Prähistorische Anthropologie.

- Bingham, H.: Discovery of prehistoric human remains near Cuzco, Peru. (Amer. Journ. Sc. 33. 1912. 297—305. 2 Taf.)
- Fischer, O.: Some handiworks of early men. (Geol. Mag. 1912. 218—222. 5 Fig.)
- Gagel, C.: Über die Lagerstätte der Flintartefakte bei Michaelisdonn in Dithmarschen. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 620—626. 6 Fig.)
- Slater, G.: Human skeleton in glacial deposits at Ipswich. (Geol. Mag. 1912. 164—169.)

Säugetiere.

F. Ameghino: L'avant-première Dentition dans le Tapir. (Anal. Mus. Nac. Buenos Aires. Ser. 3a. 13. 1909. 1—30. Taf. 1—4.)

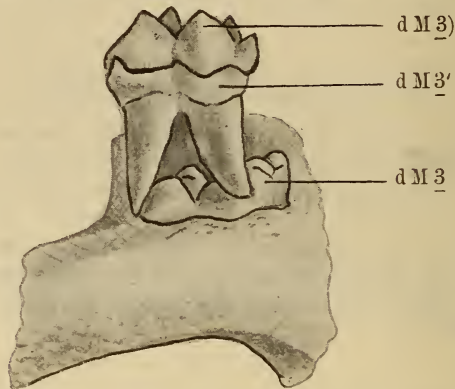
Prälacteale Zahnserien waren, abgesehen von Embryonen verschiedener Säuger [darunter auch Mensch. Ref.], nur von einem Tier in erwachsenem Zustande bekannt: bei *Nesodon imbricatus*. Diese Entdeckung AMEGHINO's wird (p. 5) folgendermaßen formuliert für die Nesodontiden.

	Incisiven	Caninen	Molaren
Prälacteale Serie	Λ Λ Λ	Λ	Λ Λ Λ
Lacteale Serie	○ ○ ○	○	○ ○ ○ ○ ○
Ersatzgebiß	● ● ●	●	● ● ● ●

Bei der Maceration eines 8 Tage alten Tapirs wurden den Milchzähnen aufsitzend dünne Schmelzüberzüge gefunden, die sich abheben ließen und vollständige Abdrücke darstellen von dem darunter befindlichen Milchzahn (siehe Textfigur).

Taf. I und II zeigt die Gaumenansicht mit den Zähnen, die hier in Frage kommen. Vor dM₃ waren die Prälactealzähne schon abgefallen. Bei Untersuchung einiger älterer Tiere, die jedoch noch Milchzähne trugen, fand sich ein rechter zweiter prälactealer Schneidezahn (Taf. III Fig. 7). Die Alveole eines prälactealen Eckzahn ist auf derselben Tafel Fig. 10 sichtbar, am Außenrande der Kiefer. — Die Ersatzzähne rücken ja bekanntlich von der labialen Seite aus sukzessive nach der lingualen. — Fig. 11 zeigt diesen Zahn in situ. In Fig. 12 sind die Bezeichnungen C' und c) vertauscht. Bemerkenswert sind einige Reste von Prälactealzähnen über einem M₂ des Unterkiefers, der ja wie alle sogenannten Molares der

Milchdentition angehört. Hieraus wäre zu folgern, daß die Zahl der Prä-lactealzähne bei *Tapir* die des definitiven Gebisses ist. Durch das bei manchen Genera gelegentliche Erhaltenbleiben des letzten Prä-lactealzahnes hinter und neben dem M_3 entsteht der „überzählige Molar“ — das Otocyon z. B. — Die formale Übereinstimmung eines solchen M_4 mit dem M_3 beruht



Doppelter Zahnwechsel von *Tapirus americanus* nach F. AMEGHINO (1911).

auf der formgebenden Wirkung des nachdrängenden Molaren. Unsere Textfigur zeigt nach AMEGHINO (Taf. IV Fig. 17) die drei Dentitionen übereinander. Unverständlich ist die auf p. 27 eingetragene Troisième Serie, die bei Berücksichtigung der „Avant-première Serie“ eine vierte Dentition bedeutet. So weit sind wir noch nicht, W. Freudenberg.

F. Ameghino: Una nuova Especie de Tapir (*Tapirus Spegazzinii* n. sp.). (Ibid. 31—37. Taf. 5—8.)

Der Originalschädel stammt aus der Sierra de Aconquija en Tucumán. *Tapirus Laurillardii* GRAY soll mit ihm ident sein.

W. Freudenberg.

F. Ameghino: Montaneia anthropomorpha. Un Genero de Monos hoy extinguido de la Isla de Cuba — Nota preliminar. (Anales del Museo de Buenos Aires. Ser. III. 13. 1911. 317—18.)

Einige Affenzähne aus der Höhle von Sancti Spiritu, die auch die Mandibel des *Homo Cubensis* geliefert hat; „gleichen denen des Ateles und mehr noch denen des Menschen“. Heute kommen auf Kuba keine Affen vor. [Die definitive Beschreibung ist leider durch AMEGHINO's Tod unterbrochen worden.]

W. Freudenberg.

W. D. Matthew: The Phylogeny of the Felidae. (Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. 28. 24. 289—316. Fig. 1—15. New York 1910.)

Verf. verfolgt den Stamm der Katzen und den der säbelzahnigen Tiger als parallele Geschlechter vom Eocän an bis zur Diluvialzeit. Dies zeigt folgende Zusammenstellung:

		Felinae E = Europa usw.	Machaerodontinae
Rezent		<i>Felis</i> , E., N. A., S. A., As., Af.	
Pleistocän	Ober	<i>Felis</i> , E., N. A., A., S. A., As.	<i>Smilodon</i> etc., N. A.
	Unter	<i>Felis</i> , E., N. A., S. A., As.	<i>Machairodus</i> , E., <i>Smilodon</i> , N. A., S. A.
Pliocän	Unter	<i>Felis</i> , E., N. A., As.	<i>Machaerodus</i> , E., As.
	Ober	<i>Felis</i> , E., As., ? N. A.	<i>Machaerodus</i> , E., As.
Miocän	Ober	<i>Pseudaelurus</i> , N. A.	<i>Machaerodus</i> , E.
	Mittel	<i>Pseudaelurus</i> , E., N. A.	<i>Machaerodus</i> , E.
	Unter	<i>Nimravus</i> , N. A.	
Oligocän	Ober	<i>Dinictis</i> , <i>Nimravus</i> , N. A.	<i>Hoplophoneus</i> , N. A.
	Ober—Mittel	<i>Dinictis</i> , N. A.	<i>Hoplophoneus</i> , <i>Eusmilus</i> , N. A.
	Unter—Mittel	<i>Dinictis</i> , N. A.	<i>Hoplophoneus</i> , N. A.
	Unter	<i>Dinictis</i> , N. A., <i>Aelurictis</i> , E.	<i>Eusmilus</i> , E.
Eocän		Nicht entdeckte, wahrscheinlich asiatische Miacidae.	

Nach dieser Tabelle ist nicht verständlich, wie M. SCHLOSSER in ZITTEL's Grundzügen der Paläontologie II. p. 397, behaupten kann: „MATTHEW leitet sowohl den Stamm der Machaerodontinen als auch den der Felinen von *Dinictis* ab.“

In den folgenden Punkten werden die beiden Phylae miteinander verglichen:

I. Dentition. II. Spezialisierung des Fleischzahns und Molarreduktion. III. Prämolare-Reduktion. IV. Verhältnisse des Schädels. V. Entwicklung des Processus mastoideus. VI. Eigenschaften der Schädelbasis. VII. Unterkiefer. VIII. Verhältnisse der Gliedmaßen. IX. Bau der Füße. X. Der Wirbel, Rippen und des Schwanzes.

Von ganz besonderem Interesse ist die Anpassung der beiden Stämme, weshalb ich sie wörtlich wiedergebe:

„Ich sprach vor einigen Jahren (1901) vermutungsweise eine Erklärung des säbelförmigen Eckzahnes aus, indem ich das Tier für an-

gepaßt zum Erbeuten dickhäutiger und langsam sich bewegender Tiere ansah, wie Rhinoceroten, Schweine, Proboscidier usf., welche die herrschenden Pflanzenfresser des Tertiärs waren. Die Verlängerung der Eckzähne wurde als geeignet betrachtet, die dicken Häute jener Tiere zu durchbohren, die Art des Angriffs bestand darin, daß der Kopf mit weit offenem Maul herabgerissen wurde und die Beute aufgeschlitzt oder tief verwundet sich verblutet hat.

Die Gründe für diese Erklärung erschienen damals ausreichend, zumal da sie leicht nachgeprüft und erweitert werden konnten durch das Studium von Material und von Abbildungen, die den meisten Studierenden fossiler Wirbeltiere hierzulande und in Europa zugänglich waren. Ich weiß nicht, inwieweit sie angenommen wurde, doch bekannten sich einige spätere Autoren offenkundig zu der alten Anschauung, nach der die Machaeroduse ihre Eckzähne mit geschlossenem Maul benutzten und daß sie ausstarben, weil sie ihr Maul nicht weit genug öffnen konnten, um zu fressen.

Drei hervorragende Autoritäten (WINGE, WEBER und ABEL) haben die Richtigkeit der gebotenen Theorie in Frage gestellt, mit der Begründung, daß die nötige Maulweite, die nötig wäre, um die Eckzähne wirksam spielen zu lassen, eine stärkere Muskelzerrung und anderer Teile bedeuten würde, als zulässig wäre. Aber keiner dieser Autoren scheint meine Gründe erwogen zu haben, daß die Kiefer speziell und eigens dazu geschaffen waren, diese extreme Öffnung des Maules zu erlauben, ohne irgend eine untunliche Verschiebung. Noch auch haben sie irgend eine andere Erklärung der mannigfaltigen Tatsachen geboten, die zur Stütze meiner Hypothese vorgebracht wurden. Die Strukturverhältnisse werden mehr oder minder vollständig in dem vorstehenden Teile dieses Aufsatzes bestätigt. Ich möchte gewisse Tatsachen aus diesem Gesichtsfeld anführen, welche damit übereinstimmen. — Wie schon erwähnt, waren die herrschenden und in der Mehrzahl vorhandenen Grasfresser des frühen und mittleren Tertiärs nach dem Typus gebaut, welcher von CUVIER als „*Pachyderm*“ zusammengefaßt wurde, dickhäutige, kurzhalsige Tiere, mächtig und wohl geeignet zum Kampf, doch nicht schnellfüßig. Während des späteren Tertiärs wurden Tiere, wie die verschiedenen Ruminanten und die Pferde, immer häufiger, dünnhäutig, langbeinig, langhalsig und wohl geeignet zu rascher Fortbewegung, aber viel weniger mächtig oder bewaffnet als die typischen Dickhäuter. Mittlerweile nahmen die mannigfaltigen Dickhäuterstämme an Größe zu, an Stärke und Verteidigungswaffen, aber starben aus, einer um den andern, bis auf einige wenige überlebenden Rhinoceros, Elefanten, Tapire und Schweine und diese zumeist von beschränkter geographischer Verbreitung.

Jetzt erbeuten die größeren Katzen größere Wiederkäuer und kleinere Katzen kleinere Wiederkäuer usf. und ihre übliche Angriffsweise besteht darin, sich auf dem Rücken des Tieres anzuklammern und den Hals durchzubeißen, bis sie die Wirbelsäule brechen oder auseinanderreißen konnten.

Sie sind nicht angepaßt, um auf Tiere wie Nashorn oder Elefant Jagd zu machen. Die großen Dickhäuter haben in der Tat keine Feinde unter den Fleischfressern und werden durch andere, offenbar noch wirksamere Mittel im Schach gehalten. Wenn jetzt die hier gegebene Erklärung des Gebrauchs der säbelförmigen Eckzähne richtig ist, so waren die säbelzahnigen Katzen eigentümlich dazu ausgerüstet, auf große Dickhäuter Jagd zu machen, die wohl imstande waren, sich vor anderen Raubtieren zu verteidigen. Statt es mit dem Zerbrechen oder Durchbeißen des Nackens zu versuchen, würden sie das Tier aufschlitzen oder erdolchen, bis es seinen Wunden erlage. Die frühen Katzen, die alle ziemlich groß und wohl zum Angriff gerüstet waren, waren vermutlich besonders dazu ausgerüstet, auf die alttertiären großen Huftiere Jagd zu machen und waren alle säbelzahnig, da die Beutetiere zumeist dem Dickhäutertypus angehörten. Mit dem Aufstreben und der Vorherrschaft der großen leichtfüßigen Wiederkäuer und Pferde paßten sich einige dieser alten säbelzahnigen Tiger ihrer Beute entsprechend den neuen Verhältnissen an und formten sich so zu dem modernen Typus der Feliden um, während andere säbelzahnige Katzen, mit dem größer, dickhäutiger und stärker werden der überlebenden Dickhäuterstämme, allmählich zunahmen an Größe und Kraft und längere, schwerere Waffen entwickelten zu Kampf und Vernichtung.

Die schließliche Vernichtung des *Machaerodus*-Stammes war vermutlich zum großen Teil bedingt durch das Seltenwerden und die Beschränkung des Verbreitungsgebietes der großen Dickhäuter; aber auch andere Faktoren müssen dabei mitgewirkt haben.

Ein anderer Grund zur Wiederholung dieser Diskussion über den Gebrauch des *Machaerodus*-Eckzahns ist für mich der, daß ich gegen die Anwendung von *Smilodon* als Beispiel für das Aussterben einer Rasse infolge von Überspezialisierung — per se — protestieren muß: Jene Überspezialisierung kann eine Rasse unfähig machen, sich einem Wechsel äußerer Bedingungen oder der Umgebung anzupassen und so zu ihrer Vernichtung führen; es wird dies jeder zugeben. Aber daß eine Rasse sich fortwährend weiter spezialisieren kann in einer besonderen Richtung über die Grenze der Nützlichkeit hinaus, bis zur tatsächlichen Vernichtung der ganzen Rasse, ohne daß die Umgebung verändert wird, solches scheint mir ganz unmöglich.“ [Ref. möchte daran erinnern, daß auch das Individuum sich immer weiter entwickelt, bis der Tod jene Entwicklung abschneidet. Die Entwicklung auch ohne alle äußeren Eingriffe oder Veränderung in der Umgebung führt dem Ende zu. Nicht zweckmäßige Entwicklungen sind gar nichts seltenes. Man denke nur an die Stoßzähne des Mammut oder den Schwanz des Leiersvogels; warum sollte nicht auch der Eckzahn des *Machaerodus* eine solche unzweckmäßige, weil ins Unendliche sich fortsetzende, Entwicklungs-laune sein? Über ihre Ursachen sind wir freilich im unklaren, die müssen schon im Keimplasma liegen.]

„Das Moment der Schädlichkeit einer Eigenschaft wog ihren Nutzen auf, ein Eliminierungsvorgang muß notgedrungen einsetzen, der die

Individuen austilgt, bei denen diese schädliche Eigenschaft am stärksten entwickelt war.

Wenn so etwas wie bewegende Kraft im Entwicklungsfortschritt eine Rolle spielt, so würde dieser Eliminierungsvorgang mit mehr und mehr Strenge wirken, indem er die Wirkung der Triebkraft zur Entwicklung einer Eigenschaft bis zu einem schädlichen Grade bei jeder sich folgenden Generation bekämpft. [Also Ausmerzungen des Schädlichen durch sich selbst. Ref.] Ich vermag nicht zu glauben, daß solch eine schädliche Eigenschaft entwickelt werden kann bis zu einem Punkte, wo die Lebensaussichten der damit belasteten Individuen sich ernstlich verringern, geschweige denn die unmittelbare Ursache zur Vernichtung der Rasse sein können. Diejenigen, welche sich zu dieser mir unannehmbaren Theorie bekannt haben, führten wiederholt den *Smilodon* als ein Beispiel zu ihren Gunsten an. Tatsächlich machte, wie wir sehen, die gewaltige Entwicklung der Eckzähne dieser Tiere dieselben zu hervorragend wirksamen Waffen zu einer besonderen Angriffsweise und bildete ein wesentliches Element des Erfolgs bei seiner besonderen Lebensweise, nicht aber ein Hindernis oder Schranke gegen sein Fortleben. Was man auch über die Theorie des „momentum in evolutione“ denken mag, *Smilodon* kann nicht als Beispiel zu seinen Gunsten angewendet werden.“

Der letzte Abschnitt behandelt die Klassifikation und Synonymik der ausgestorbenen Felidae.

Nacheinander werden rubriziert und z. T. abgebildet:

Dinictis LEIDY 1854 mit 6 Spezies, *Nimravus* COPE 1879 mit 9 Spezies, *Pseudaelurus* Gervais 1848—52 mit 2 Spezies. [Dazu käme noch als dritte Spezies *Ps. transitorius* MAJET aus Burdigalien von Frankreich. Ref.]

Felis s. l. *Hoplophoneus* COPE 1874 mit 6 Spezies, *Eusmilus* Gervais 1876 mit 2 Spezies.

Machaerodus KAUP 1833 ist aus dem amerikanischen Tertiär nicht angegeben worden.

Smilodon LUND 1842 mit den Subgenera *Trucifelis* LEIDY 1868, *Dinobastis* COPE 1893, *Smilodontopsis* BROWN 1908.

Die letzten vier nur amerikanisch; *Smilodon* auch südamerikanisch. [Ref. beschrieb einen *Smilodon*-Rest als *Felis hyaenoides*, ein Name, der von Lartet antizipiert ist, aus Quartär von Mexiko. Die Form aus Mexiko ist mit *Smilodon californicus* identisch.]

Ganze Schädel (MATTHEW Fig. 15) und Skelette wurden in Rancho La Brea gefunden. (Eines davon im Senckenbergischen Museum zu Frankfurt.)

W. Freudenberg.

W. D. Matthew: On the Skull of *Apternodus* and the Skeleton of a new Artiodactyl. (Bull. of the Amer. Mus. of Nat. Hist. 28. V. 33—42. Fig. 1—5. Taf. VI.)

I. *Apternodus mediaevus* MATTHEW 1903. Das besondere Interesse in diesem Schädel Fund eines zalambdonten Insektenfressers, aus dem

Unteroligocän von Montana, liegt in den außerordentlich primitiven Merkmalen des Schädels und dem merkwürdigen Zahntypus.

Der merkwürdigste Zug des Schädels ist die starke Entwicklung der Seitenteile des Mastoids, das mit den Anschlußteilen des Exoccipitale und der Squamosa eine weite Platte bildet von rechteckigem Umriß.

Bezüglich der Zähne ist folgender Punkt (6) besonders interessant: „Recht typisch zalambdodonte Zähne kommen im Jura vor, zusammen mit Zähnen des normalen trituberculären Baues und wenigstens einem davon verschiedenen Typus. Es besteht kein Grund zur Annahme, daß diese verschiedenen Typen Entwicklungszustände des normalen Säugetierzahnes sind, noch auch, daß einer vom andern abzuleiten ist. Im Gegenteil scheinen sie sich unabhängig voneinander aus dem primären Reptilkegelzahn entwickelt zu haben und wahrscheinlich fand eine große Zahl paralleler Entwicklungen statt, von denen einige leben blieben, während andere es nicht taten.“

II. *Eotylopus reedi* n. g. n. sp. gründet sich auf Schädel und Skelett eines primitiven Cameliden aus dem Unteroligocän von Wyoming (Fig. 1—5, p. 36—42).

Die nächstverwandten Genera sind *Protylopus* und dann *Poebrotherium*:

1. „*Eotylopus* steht *Protylopus* viel näher als dem *Poebrotherium* und mag viel leichter von ihm abgeleitet werden. Dies geht hervor aus seinen brachyodonten Zähnen, dem Bau der M und P, den Verhältnissen des Schädels, Länge der Gliedmaßen und Charakter der Metapodien etc.

2. *Poebrotherium* kann nicht von *Eotylopus* abgeleitet werden, kommt aber mit ihm vor im unteren Oligocän und noch häufiger ist die Form im Mitteloligocän. Sehr viel wahrscheinlicher führte *Protylopus* zu *Eotylopus* als zu *Poebrotherium*.

3. Die Analyse der Unteroligocänfauna zeigt sie zusammengesetzt aus einigen Typen, nahe verwandt mit Eocän-Genera. Zugleich findet sich eine viel größere Zahl von weiter vorgeschrittenen Typen, die mit der Mitteloligocänfauna nahe verwandt und gewöhnlich congenerisch sind. *Poebrotherium* gehört zur letzteren Gruppe. Dies trifft für die meisten Stämme zu, von denen man glaubte, sie liefen vom Eocän ins Oligocän hinüber. Wir dürfen vielleicht die primitiveren Typen als autochthon ansehen; die anderen sind wahrscheinlich Einwanderer aus dem Norden und in der *Oreodon*-Fauna hatten sie die älteren Formen fast ganz verdrängt. *Poebrotherium* stammt wahrscheinlich nicht von *Protylopus* des Uinta, sondern von irgend einem weiter vorgeschrittenen gleichzeitigen Genus von mehr nördlicher Heimat.“ — Das Genus *Eotylopus* ist nach seiner Definition ein Glied der Hypertragulidae, denn es hat vier Finger mit getrennten Metapodien im Vorderfuß, aber zwei funktionierende Finger im Hinterfuß. Die Kiele der Metapodien sind auf die Fußsohle beschränkt, die Bezahnung ist primitiv, brachyodont und nicht reduziert ($\frac{3}{5} \cdot \frac{1}{1} \cdot \frac{4}{4} \cdot \frac{3}{3}$). Die so bestimmte Familie ist Vorfahre der höheren Ruminanten, und wenn man

sie in 3 Untergruppen als Vorfahren der *Pecora*, *Tragulina* und *Tylopoda* einteilt, so hätten wir die folgende Anordnung:

Leptomerycinae. *Leptomeryx* mit Cerviden verwandt?, *Heteromeryx*, *Protoceras*, *Syndyoceras* mit Giraffinen und Bovinen verwandt?

Hypertragulinae. *Hypertragulus* mit Traguliden verwandt?

Leptotragulinae. *Leptotragulus*, *Eotylopus*, *Protilyopus*? den Cameliden verwandt, ?*Hypisodus* mit Stenomylinae verwandt?

W. Freudenberg.

Barnum-Brown: The Conard Fissure a pleistocene bone deposit in northern Arkansas: With descriptions of two new genera and twenty new species of Mammals. (Memoirs of the American Museum of Natural History. 9. Part IV. Pl. 14—25.)

Der Fundort liegt 150 Meilen = 2 Breitengrade von dem alten Inlandeis entfernt in Waldgebiet auf einem klüftigen Plateau von Kohlenkalk. Schürfversuche auf Zink und Blei führten zur Entdeckung des Höhlenspalts, der von großen und kleinen Raubtieren bevölkert wurde. Bemerkenswert ist die Fauna als ein Beitrag zur Geschichte des nordamerikanischen Quartärs. Sie umfaßt folgende Genera und Spezies. [Ein Stern vor dem Namen bedeutet spezifische Verschiedenheit von irgendwelchen lebenden Arten, zwei Sterne besagen, daß auch das Genus ausgestorben ist. Die neuen Formen sind gesperrt gedruckt. Ref.]

Blarina brevicauda ozarkensis*, *Sorex personatus*, **S. personatus fossidens*, *S. obscurus*, *S. funeus*, **Microsorex minutus*, *Scalopus aquaticus*, **Vespertilio fuscus grandis*, *Myotis subulatus*, **Mephitis mephitis newtonensis*, *Spilogale interrupta*?, *Brachyprotoma pristina*, **Br. spelaea*, *Mustela pennanti*, *Putorius vison*, **P. cicognanii angustidens*, **P. gracilis*, *Canis occidentalis*?, *Vulpes fulvus*?, *Urocyon* sp., *Procyon lator*, *Ursus americanus*, **Lynx compressus*, *L. ruffus*? *Felis cougar*, **F. longir cusus*, ***Smilodontopsis troglodytes*, **S. conardi*, *Erethizon dorsatus*, *Marmota monax*, *Sciurus hudsonicus*, **Tamias nasutus*, *Spermophilus tridecemlineatus*, **Geomys parvidens*, *Castor canadensis*, *Peromyscus* sp., **Reithrodontomys simplicidens*, **Neotoma ozarkensis*, **Fiber annectens*, *Microtus austerus*, *Lepus floridanus*, *L. americanus*, **L. giganteus*, **Equus scotti*?, ***Mylohyus* sp. a, b, c, *Cervus canadensis*, *Odocoileus hemionus*, *O. virginianus*, ***Symbos australis*, *Bufo*? sp., *Rana* sp., *R.*? sp., *Amblystoma*? sp., *Lacertilier*?, *Crotalus* sp., *Ophidier* sp., Vögel 7 sp. Bemerkenswert ist das späte Auftreten eines Smilodontiden, der generisch von *Smilodon californicus* und *S. neogaeus* durch den Besitz eines Foramen entepicondylloideum am Humerus abweicht. *Machaerodus latidens* und ältere Arten besitzen dies Foramen. Die geologisch jüngste Form hat es eingebüßt. Ähnliches gilt von der Reduktion der (von hinten gezählten) vierten Spitze (vor dem Parastyl). Sie erscheint bei *Trucifelis* LEIDY und bei *Smilodontopsis* BROWN, fehlt aber bei *Smilodon*

(wenigstens *S. californicus*). *Machaerodus* hat auch niedrigere Zacken (der P⁴) als die amerikanischen Arten, bei denen auch der C länger ist. [Ref.] Bemerkenswert ist auch das Fehlen von südlich-warmen Formen wie *Megalonyx*, *Myiodon*, *Tapir*, die in der altmitteldiluvialen Port Kennedy-Höhle eine so große Rolle spielen (allerdings neben *Gulo luscus*, als nördlichem Einwanderer). *Mylohyus*, ein Waldpehari, ist die einzige südliche Form in Conard Fissure. *Symbos australis*, ein Oribone, fand sich ganz unten (25 Fuß tief) und zeigt den arktischen Einschlag. Die außer Port Kennedy zum Vergleich herangezogene (Shasta County) Potter Creek Cave enthält noch weitere Edentaten wie *Nothrotherium*, einen in Valle de Mexico und (von LUND) in Brasilien entdeckten Megalonychiden. Er fehlt in Conard Fissure.

Der Schluß lautet folgendermaßen:

„Obwohl genügende Anhaltspunkte in Amerika nicht gefunden sind, um wohlmarkierte Unterabteilungen der Pleistocänperiode zu bestimmen, so zeigt doch ein Vergleich der drei bestbekannten Höhlenfaunen der Vereinigten Staaten, daß die Port Kennedy-Pennsylvania-Fauna die älteste ist; sie geht zurück ins untere Mittelpleistocän, wie durch zahlreiche Unterpleistocänformen und durch die große Zahl an erloschenen Gattungen und Arten, insbesondere der Arten noch lebender Genera angezeigt wird. Von einer Gesamtzahl von 36 Genera und 47 bestimmten Arten in der Port Kennedyfauna sind 10 Genera und 38 Spezies erloschen und nur 9 sind noch am Leben. Während die Örtlichkeit wohl in das Gebiet der Vergletscherung hineinfällt, so zeigt doch die Anwesenheit von zahlreichen Edentatenspezies [das Genus *Megalonyx*. Ref.], Tapiren und Pekaries, daß das Klima viel gleichmäßiger war als heutzutage, ein Zustand, der wahrscheinlich vor der Glazial- oder während früh-interglazialer Zeit bestanden hat. Diese Fossilien befinden sich in einem Erhaltungszustand ähnlich dem von frühpleistocänen Schichten Europas und verschieden von dem der späten und mittleren Pleistocänhöhlen, wo die Knochen wie frisch mazeriert aussehen. [Ref. kennt die Port Kennedy- und die Conard Fissuri-Fauna aus eigener Anschauung und kann Verf. nur beipflichten betreffend des altdiluvialen Aussehens der Port Kennedy-Reste. Sie gleichen etwa denen von Grays Thurrock in England oder Mauer bei Heidelberg. Die Conard Fissuri-Knochen sind sicher jünger, vielleicht aber doch der älteren Lehmstufe (Grenze zwischen den zwei Lößformationen) angehörig. *Symbos* würde einem frühen Stadium der großen (vorletzten) Vereisung entsprechen, wie *Oribos* (Crayford) dem Chalky Boulder Clay (= Riß II) in England.]

Die Potter-Creek-Höhlenfauna, California, lebte sicher viel später als die von Port Kennedy und stellt vermutlich eine späte Phase des Mitteldiluviums dar. Die hier vertretene Fauna ist gerade so mannigfaltig wie die von Port Kennedy, doch gibt es hier viel mehr lebende Arten. Von 37 Genera (in Summa) mit 49 Säugetierspezies sind nur 7 Genera und 22 Spezies erloschen, 22 bestimmte Spezies leben heute noch. Wahrscheinlich bildeten die Rocky Mountains im Osten eine wirksame Barriere

während jene Faunen lebten, schlossen die Kälte des zentralen eisbedeckten Landes aus und erhielten ein mildes Klima der pazifischen Küste. So konnten viele der älteren Pleistocänformen hier überleben, lange nachdem sie in der Osthälfte des Kontinents ausgetilgt waren. [Ganz das gleiche gilt für das Hochland von Mexiko, das faunistisch völlig mit Kalifornien auch noch im jüngsten Quartär (Rancho La Brea) übereinstimmt. Erinnert sei an *Preptoceras*, *Nothrotherium*, *Arctotherium*, *Hyaenognathus*, *Paramylodon* u. a. m., alles Formen, die der sonorischen Region eigentümlich sind und vom Ref. in Mexiko wiedergefunden wurden.] Die Connard-Fissure-Fauna ist beträchtlich später als die von Port Kennedy oder jene der Potter Creek-Cave, wie durch das völlige Verschwinden aller bis auf zwei unterpleistocäner Genera und durch seine stärkere Annäherung an die gegenwärtig lebende Fauna gezeigt wird.

Wahrscheinlich bezeichnet sie eine Periode ungefähr um die Zeit des endgültigen Rückzuges der großen Vereisung. Von 37 Genera und 51 Spezies sind allein 4 Genera und 24 Arten erloschen, während von den erloschenen Arten allein 5 und zwar als nur subspezifisch von lebenden verschieden angesehen werden. Die Sammlung spricht zugunsten einer extremen Variation der Arten während dieser Periode, was es nötig macht, ein angemessenes Material für zuverlässige Bestimmungen zu haben. Offenbar ist diese Periode eine solche, in der die Tiere, welche während präglazialer oder interglazialer Zeit den nördlichen Teil der Vereinigten Staaten bewohnt hatten, nach dem Süden getrieben wurden. Einige Genera und verschiedene Spezies konnten ihre Existenz nicht weiter fristen doch werden die härteren Abkömmlinge von vielen dieser Formen weit im Norden gefunden. Besonders diese letzte Phase (des Eiszeitalters) kennzeichnet eine Periode der Rückwärtsverbreitung. [Ref. möchte nochmals auf die große Bedeutung dieser Arbeit für das Problem der Gleichzeitigkeit oder des alternierenden Auftretens der Eiszeiten in Europa und Nordamerika hinweisen.]

W. Freudenberg.

-
- Andrews, C. W.: On a new Species of *Dinotherium* (*Dinotherium hobleyi*) from British East Africa. (Proc. Zool. Soc. London. 1911. Part 4. 943—945. 1 Taf.)
- Molar tooth of an Elephant from the Nile at Chartum. (Geol. Mag. 1912. 110—113. 1 Fig.)
- Cook, H. J.: Notice of a new genus of *Rhinoceros* from the lower Miocene. (Science. N. S. 35. 1912. 219—220)
- De Stefano, G.: I Mammiferi preistorici dell' Imolese. (Palaeontographia Italica. 17. 1911. 49—139. 9 Taf.)
- Felix, J.: Das Mammut von Bornä. (Veröffentl. d. Städtischen Museums f. Völkerkunde. Leipzig. 4. 1912. 52 p. 9 Taf.)
- Forster-Copper, C.: *Paraceratherium bugtiense*, a new Genus of *Rhinocerotidae* from the Bugti Hills of Baluchistan. (Ann. and Mag. Hist. Ser. 8. 8. 1911. No. 48. 711—716. 1 Taf. u. 3 Fig.)

- Fraas, E.: Oligocäne Affen aus Ägypten. (Korresp.-Bl. d. Deutsch. Ges. f. Anthropol. Jahrg. 42. No. 8/12. p. 191.)
- Gaupp, E.: Die Verwandtschaftsbeziehungen der Säuger, vom Standpunkt der Schädelmorphologie aus erörtert. (Verh. VIII. internat. zool. Kongreß. Graz 1910 (1911). 215—240. 11 Fig.)
- Homenko, J.: *Helladotherium Duvernoyi* GAUDR. aus der Umgebung des Dorfes Taraklia im Benderischen Kreise Bessarabiens. (Nat. Ges. Bessarabiens. Kischinew 1910. 2, 1. 12 p. 1 Taf.)
- Janensch, W.: Die Proboscider-Schädel der Trinil-Expeditions-Sammlung. (Aus: Die *Pithecanthropus*-Schichten auf Java. 1911. 151—195. 17 Fig. Taf. 21—25.)
- Noetling, F.: Das Vorkommen der Riesen-Marsupialier in Tasmanien. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 133—140.)
- Wüst, E.: Zwei *Rhinoceros*-Schädel aus dem Pleistocän Thüringens. (Palaeontographica. 58. Lief. 3/4. 1911. 1 Taf.)
- Zwei bemerkenswerte *Rhinoceros*-Schädel aus dem Pleistocän Thüringens. (Palaeontographica. 58. 1911. 133—138. Taf. 10.)

Reptilien.

W. Janensch: Die Reptilreste (exkl. Schildkröten). (Aus: Die *Pithecanthropus*-Schichten auf Java. Leipzig 1911. 61—74. Taf. 12—13.)

Beschrieben wird ein Schädel und ein Unterkiefer von *Gavialis bengawanicus* DUBOIS. Diese Art ist nur sehr wenig von *G. gangeticus* verschieden. Die Vergleichung beider wird ausgeführt. Von anderen Arten werden *G. hyndricus* LYD., *G. curvirostris* LYD. und *G. leptodus* FALC. CANTL. zum Vergleich herangezogen. Ausführliche Messungen werden gegeben. Das zweite beschriebene Krokodil ist ein ausgezeichneter Schädel von *Crocodylus ossifragus* DUBOIS. Der Schädel wird eingehend mit *C. prorsus* und *palustris* verglichen mit dem Resultat, daß er sich von ihnen unterscheidet und zu DUBOIS' Art *C. ossifragus* gehört, wenn auch mit Anklängen an *C. prorsus*. Dann wird ein möglicherweise dahin gehöriger Unterkiefer und ein wahrscheinlich dahin gehöriger Wirbel beschrieben. Es folgen Bemerkungen über 2 Varanuswirbel und über 1 Schlangewirbel (Colubride).

F. v. Huene.

H. Reck: 1.—4. Bericht über die Tendaguru-Expedition. (Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Freunde. Berlin. 1909—1911.)

Durch die 4 Berichte bekommt man ein anschauliches Bild von dem Anwachsen und Fortschreiten der Arbeiten der Berliner Expedition am Tendaguru in Deutsch-Ostafrika zum Ausheben der Dinosaurier. Anfänglich leiteten Dr. JANENSCH und Dr. HENNIG die Arbeiten allein, später gesellte

sich Dr. v. STAFF hinzu. Die Zahl der schwarzen Arbeiter stieg bis zu 480. In drei Horizonten wurden die Knochen ausgebeutet. Von sehr großen Sauropoden ist die Rede, Femur und Humerus je 1,60 m lang, ja ein Humerus von 2,15 m, Rippen von 2,50 m Länge und ein Halswirbel von 1,20 m Länge. Zum großen Teil handelt es sich um zusammenhängende Skeletteile, inkl. 3 Schädeln. Auch Iguanodontiden wurden in reichlicher Zahl gefunden. Im Sommer 1911 wurden ca. 100 km nördlich vom Tendaguru neue ergiebige Fundstellen im Kilwa-Bezirk erschlossen. Von Stegosauriern ist ebenfalls die Rede. Auch Flugsaurier wurden gefunden. Das bis jetzt geborgene Material kam in 850 Kisten (150 000 kg) in Berlin an. Die Grabungen sollen 1912 fortgesetzt werden. F. v. Huene.

Ch. W. Gilmore: The mounted skeletons of *Camptosaurus* in the United States National Museum. (Proceed. U. S. Nat. Mus. 41. 1912. 687—696, 4 Fig. Taf. 55—61.)

Beschrieben und abgebildet werden zwei neu aufgestellte Skelette, eines von *Camptosaurus Browni* GILMORE und eines von *C. nanus* MARSH. Beide sind Originalexemplare aus Steinbruch 13 bei Como Bluffs, Wyo. Bei beiden sind die Schädel aus Gips modelliert aber auf Grund von sehr vollständigem Schädelmaterial. An den Skeletten sind einige Knochen anderer Individuen eingesetzt. Für den ca. 5½ m (17 Fuß) langen *C. Browni* wurde quadrupede Stellung gewählt, weil der Verf. annimmt, daß die Stellung häufig eingenommen wurde, bei dem primitiveren *Camptosaurus* mehr als bei allen anderen Ornithopoden. Der kleine. [3 m (9½ Fuß)] *C. nanus* ist in schreitender zweibeiniger Haltung montiert, die der Körperform besser angepaßt erscheint. MARSH hatte für *C. dispar* 9 Halswirbel und 21 Rückenwirbel, also 30 Präsakralwirbel. Verf. gibt aber von den beiden hier besprochenen Skeletten 7 Halswirbel und 16 Rückenwirbel = 23 Präsakralwirbel an, eine für Dinosaurier sehr niedrige Zahl (gleich mit *Triceratops*). Ref. möchte diese Annahme des Verf.'s als eine provisorische betrachten, da die Zahl doch überraschend niedrig scheint und das Fehlen einiger Wirbel bei der Art des Vorkommens keineswegs ausgeschlossen ist. Die sehr vollständige Hand von *C. Browni* besitzt an den drei ersten Fingern gleichgroße Klauenphalangen, am 4. und 5. nur sehr kleine halbkugelförmige Endglieder, der 5. Finger hat mit diesem rudimentären Endgliede 2 Phalangen. Die bei der Montierung von *C. Browni* benützten Füße gehören zu *C. dispar*. *C. Browni* zeigt am rechten Ileum und an einem vorderen Schwanzwirbel Wundlöcher mit verheilten Bruchrändern. F. v. Huene.

Ammon, L. v.: Schildkröten aus dem Regensburger Braunkohlenton. (12. Jahresber. Nat. Ver. Regensburg f. 1907—1909. (1911.) 35 p. 8 Fig. 5 Taf.)

Branson, E. B.: Notes on the osteology of the skull of *Pariotichus*. (Journ. of Geol. 19. 1911. 135—139. Taf. 1.)

- Broili, F.: Zur Osteologie des Schädels von *Placodus*. (Palaeontographica. 59. 1912. 147—155. 4 Fig. Taf. 14.)
- Broom, R.: On the remains of a theropodous Dinosaur from the northern Transvaal. (Transact. Geol. Soc. S. Afr. 14. 1911. 82—83. 2 Fig.)
- Case, E. C. and S. W. Williston: Description of the skulls of *Diadectes lentus* and *Animasaurus carinatus*. (Amer. Journ. Sc. 33. 1912. 339—348. 3 Fig.)
- Dollo, L.: Sur les premiers restes de tortues fossiles recueillis au Congo. (Bull. Acad. R. Belgique. 1912. 2 p.)
- Eastman, C. R.: Jurassic Saurian remains ingested within Fishes. (Ann. Carnegie Mus. 8, 1. 1911. 182—187. Taf. 10—11.)
- Hay, Oliver P.: Further observations on the pose of the Sauropodous Dinosaurs. (American Naturalist. 45. No. 535. 398—412.)
- Huene, F. v.: Die Cotylosaurier der Trias. (Palaeontographica. 59. 1912. 69—102. Taf. 4—9.)
- Lull, R. S.: The reptilia of the Arundel formation. (Maryland Geol. Surv. 1911. 173—180.)
- Mehl, M. G.: *Pantylus cordatus* COPE. (Journ. of Geol. 20. 1912. 21—27. 2 Fig.)
- Moodie, R. L.: An armoured Dinosaur from the upper cretaceous of Wyoming. (Kansas University Sc. Bull. 5. 1910. (1911.) 257—273. Taf. 55—59.)
- Nopsca, F. de: *Orosaurus Lennieri*, un nouveau Dinosaurien du Cap de la Hève. (Bull. Soc. Géol. Normandie. 30. 1911. 1—20. Taf. 1—7.)
- Versluys, J.: Das Streptostylie-Problem und die Bewegungen im Schädel bei Sauropsiden. (Zool. Jahrb. Suppl. 15, 2. 1912. 545—716. 77 Fig. 1 Taf.)
- Watson, D. M. S.: The Skull of *Diademodon*, with Notes on those of some other Cynodonts. (Ann. a. Mag. Nat. Hist. Ser. 8. 8. 1911. No. 45. 293—330. 9 Fig.)

Amphibien.

- Branson, E. B.: Amphibian footprints from the Mississippian of Virginia. (Journ. of Geol. 18. 1910. 356—358. 1 Fig.)
- Broom, R.: Note on the temnospondylous Stegocephalian Rhinosuchus. (Transact. Geol. Soc. S. Afr. 14. 1911. 79—81. 2 Fig.)
- Gaupp, E.: Nachträgliche Bemerkungen zur Kenntnis des Unterkiefers der Wirbeltiere, insonderheit der Amphibien. (Anatom. Anz. 40. 1912. 561—569.)
- Huene, F. v.: Beiträge zur Kenntnis des Schädels von *Eryops*. (Anatom. Anz. 41. 1912. 98—104. 8 Fig.)
- Moodie, R. L.: The temnospondylous Amphibia and a new species of *Eryops* from the Permian of Oklahoma. (Kansas University Sc. Bull. 5. 1910. (1911.) 235—253. Taf. 49—54.)

- Moodie, R. L.: The carboniferous quadrupeds. (Kansas Acad. Sc. 1911. 239—244. Taf. I—III.)
- The skull structure of *Diplocaulus magnicornis* COPE and the amphibian order Diplocaulia. (Journ. of Morphology. 23. 1912. 31—39. Taf. 1—2.)
- Recent contributions to a knowledge of the extinct Amphibia. (Amer. Nat. 1911. 375—384.)

Fische.

- Eastman, C. R.: Triassic fishes of Connecticut. (Connecticut Geol. and nat. hist. Surv. Bull. 18. 1911. 1—75. 8 Fig. 11 Taf.)
- New Elasmobranchs from Solenhofen in the Carnegie Museum. (Amer. Journ. Sc. 31. 1911. 399—404. 3 Taf.)
- Modie, R. L.: A contribution to the soft anatomy of cretaceous fishes and a new primitive herring-like fish from the Texas cretaceous. (Kansas University Sc. Bull. 5. 1910. (1911.) 277—287.)
- Priem, F.: Etude des poissons fossiles du Bassin Parisien (Supplément). (Ann. de Paléontol. 6. 1911. 3—44. 5 Taf. u. 42 Fig.)
- Regan, C. Tate: The Classification of the Teleostean Fishes of the Order Ostariophysi. 2. Siluroidea. (Ann. a. Mag. Nat. Hist. Ser. 8. 1911. 8. 47. 553—577. 2 Taf. 3 Fig.)
- The Osteology and Classification of the Gobioid Fishes. (Ann. a. Mag. Nat. Hist. Ser. 8. 8. 1911. 48. 729—733. 2 Fig.)
- Woodward, A. S.: Notes on some fish-remains from the lower Trias of Spitzbergen. (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala. 11. 1912. 291—297. Taf. 14.)
- On the Upper Devonian Ostracoderm, *Psammosteus Taylori*. (Ann. a. Mag. Nat. Hist. Ser. 8. 8. 1911. 47. 649—652. 1 Taf.)

Arthropoden.

R. J. Pocock: Notes on the Morphology and generic Nomenclature of some Carboniferous Arachnida. (Geol. Mag. Dec. V. 7. 1910. 505—512.)

1. Über *Anthracomartus* und *Promygalé*.

ANT. FRITSCH hatte 1904 in seiner Monographie der paläozoischen Arachniden die Ordnung der Araneen oder echten Spinnen in zwei Unterordnungen zerlegt, die Arthrarachnae HAASE (enthaltend die Arthrolycosidae) und die Pleuraraneae FRITSCH (enthaltend die Hemiphrynidae und die Promygalidae). Der Autor begründet nun seine Ansicht, daß die Pleuraraneae FRITSCH's nichts anderes sind als Anthracomarti und *Promygalé* selbst mit *Anthracomartus* identisch ist, und diskutiert im folgenden die Darstellung und die Abbildungen in der Monographie A. FRITSCH's.

2. Über den Bau und die Klassifikation der Phalangiotarbi.

Unter Offenlassung der Frage, ob die Phalangiotarbi HAASE mit Recht in die Ordnung der Opilionen (Afterspinnen) gestellt werden, hält

der Autor dafür, daß *Phalangiotarbus* selbst von den übrigen hierherzustellenden Gattungen weitab steht, und gliedert demnach eine Familie Phalangiotarbidae (*Phalangiotarbus*) von einer Familie der Architarbidae ab (mit den Gattungen *Opiliotarbus* n. g. [Typus *Architarbus elongatus* SCUDDER, Mazon Creek], *Geratarbus*, *Architarbus* und *Geraphrynus*).

Andrée.

W. Baldwin: Fossil Myriopods from the Middle Coal-Measures of Sparth Bottoms, Rochdale, Lancashire. (Geol. Mag. Dec. V. 8. 1911. 74—80. Taf. IV, V.)

Toneisensteinknollen in graublauen Schiefern liefern an dem im Titel genannten Ort einen erstaunlichen Reichtum an Arthropoden, von Crustaceen besonders reichlich Arten von *Cyclus*, *Belinurus* und *Prestwichia*, seltener *Pygocephalus*, *Anthrapalaemon*, *Dichthyrocaris*, *Euryp-terus*, von Arachniden *Eoscorpius*, *Eobuthus* (?), *Geralinura*, *Anthracomartus*, *Anthracosiro*, *Architarbus*, von Myriopoden *Xylobius*, *Archiulus*, *Euphoberia*, *Acantherpestes* und von Insekten eine Art der Gattung *Stenodictya*.

Die vorliegende Abhandlung gilt den Myriopoden (Archipolypoda SCUDDER) dieses Fundortes. Es werden beschrieben und abgebildet aus der Familie der Euphoberidae SCUDDER: *Acantherpestes giganteus* n. sp., *Euphoberia armigera* M. et W., *robusta* n. sp., *Woodwardi* n. sp., aus der Familie der Archiulidae SCUDDER: *Xylobius Platti* H. Woodward.

Andrée.

M. Remeš: Weitere Bemerkungen über *Palaeosphaeroma Uhligi* und die Asseln von Stramberg. (Beitr. zur Paläont. u. Geol. Österr.-Ung. u. des Orients. 22. 1909. 177—180. Taf. VIII Fig. 1—6.) (Nachträge zur Fauna von Stramberg. VII.)

Verf. untersuchte weiteres Material von *Palaeosphaeroma Uhligi*, welches insbesondere neue Beobachtungen über die vordere Körperregion zuließ. Das größte Exemplar mißt 90 mm Länge und kommt damit manchen *Bathynomus*-Arten der heutigen Meere gleich, wird jedoch von dem *Bathynomus giganteus* noch bedeutend übertroffen. Auf Anregung von englischer Seite hin hat Verf. den Vergleich seiner Asseln mit H. Woodward's *Cyclosphaeroma trilobatum* gezogen, wie auch Ref. bei der Besprechung der früheren Asselarbeiten des Verf.'s vorgeschlagen hatte. Verf. gibt die allernächste Verwandtschaft von *Cyclosphaeroma* und *Palaeosphaeroma* zu, findet aber doch wesentliche Unterschiede und drückt gleichzeitig seinen Zweifel aus, ob die beiden Woodward'schen Exemplare des *Cyclosphaeroma trilobatum* zu ein und derselben Spezies gehören.

Andrée.

L. Moysey: On some Arthropod Remains from the Nottinghamshire and Derbyshire Coal-Field. (Geol. Mag. Dec. V. 8. 1911. 497—507. 12 Textfig.)

Verf. beschreibt, in der Hoffnung, daß dieses dazu beitragen wird, nach besserem Material zu suchen, von verschiedenen Fundorten in den im Titel genannten Grafschaften aus dem produktiven Carbon folgende, z. T. nur fragmentarisch erhaltene Reste von Arthropoden: *Leaia tri-gonioides* n. sp. (am nächsten verwandt mit *L. Leidyi* var. *Salteriana* R. JONES), *Prestwichia* sp., recht dürftige Bruchstücke von einem Skorpion und von *Eurypterus*, sowie einige besser erhaltene Spinnen: *Anthracosiro Fritschii* Pocock, *A. Woodwardi* Pocock und *Anthracomartus* indet. Am Schluß folgt eine Liste der Fossilreste, die der Hauptfundort, die Shipley-Tongrube, über 1½ Meilen nördlich Ilkeston in Derbyshire, geliefert hat, woraus eine große Übereinstimmung mit der von W. BALDWIN für Sparth Bottoms in Lancashire gegebenen Zusammenstellung erhellt.

Andrée.

F. A. Bather: The Holotypes of the Fossil Scorpions *Palaeomachus anglicus* and *Palaeophonus caledonicus*. (Ann. and Mag. of Nat. Hist. Ser. 8. 8. 1911. 673—677. 1 Textfig.)

Enthält 1. Neue Beobachtungen über den Scherenfinger des *Eoscorpium anglicus* H. WOODWARD, für welchen R. J. Pocock kürzlich den Gattungsnamen *Palaeomachus* einführte. Verf. läßt es dahingestellt, ob die relative Breite der Hand allein genügt, um die Aufstellung dieses neuen Namens zu rechtfertigen. 2. Der Name des silurischen *Palaeophonus Hunteri* Pocock ist durch *Palaeophonus caledonicus* J. HUNTER zu ersetzen. Leider ist das Original bei dem Brande des Kilmarnock-Museums zugrunde gegangen.

Andrée.

M. Remeš: *Urda moravica* n. sp. z doggeru Chřibů. Zvláštní otisk z Časopisu Moravského musea zemského. (Ročník. XII. Čís. 1. 173—176. 1 Taf. Böhm. mit deutsch. Zusammenfassung.)

Urda moravica n. sp. wurde 1905 von J. OPPENHEIMER in den Klaus-Schichten (braun-Jura ε) des Marsgebirges in Mähren gefunden. Sie unterscheidet sich von den durch KUNTH aus dem Solnhofener Schiefer beschriebenen *Urda*-Arten durch geringere Größe, die Form des Kopfes, das Größenverhältnis der Brustsegmente und durch das Vorhandensein einer deutlichen Höckerskulptur, welche den Arten des Malm fehlt.

Andrée.

E. Leonard Gill: A Carboniferous Arachnid from Lancashire. (Geol. Mag. Dec. V. 8. 1911. 395—398. 2 Textfig.)

Verf. beschreibt aus den Coal-Measures von Westhoughton nahe Bolton in Lancashire das fast vollständige Abdomen eines zur Ordnung

der Anthracomarti gehörigen Arachnids unter dem Namen *Maiocercus orbicularis* n. sp. Diese neue Art erlaubt, eine bessere Diagnose für die von Pocock aufgestellte Gattung *Maiocercus* zu geben, und zeigt, daß derselbe berechtigt war, die Gattungen *Brachypyge* Woodward und *Maiocercus* unter dem Familiennamen der Brachypygidae von den übrigen Anthracomarti abzutrennen.

Andrée.

J. Wilfrid Jackson: Notes on two Arthropods from the Lancashire Coal Measures. (Geol. Mag. Dec. V. 8. 1911. 406.)

Kurze Bemerkung, daß *Belinurus lunatus* Martin sp., Salter's *Limulus trilobitoides*, für welchen die nähere Fundortsangabe bisher unbekannt war, dem mittleren produktiven Carbon der „Upper Bent Mine, Hunt Lane, bei Oldham“ entstammt, was jetzt durch eine Etikette bei einem Guttaperchaabdruck des Originals sich feststellen ließ.

Andrée.

B. N. Peach: Note on a Specimen of „*Glyptoscorpius*“ from the Coal Measures of Airdrie, the Property of Robert Dunlop, of Baillieston. (Trans. of the Geol. Soc. of Glasgow. 13. 1—3. Glasgow 1907.)

Beschreibung und (recht undeutliche) Abbildung eines fragmentären „*Glyptoscorpius minutisculptus*“, welcher als Landtier und Luftatmer angesprochen wird, woraus sich die fragmentäre Erhaltung erkläre.

Andrée.

Pierre Pruvost: Note sur quelques Crustacés (*Prestwichia*, *Belinurus* et *Eurypterus*) du terrain houiller du Nord de la France. (Annales de la Société Géologique du Nord. 40. 1911. 295—302. Taf. VII.)

Verf. beschreibt aus dem nordfranzösischen Kohlenbecken folgende im Kohlenmuseum von Lille aufbewahrte, zumeist recht fragmentäre Merostomen-Reste: *Prestwichia rotundata* Prestwich, Pr. Danae M. et W., *Belinurus reginae* Bailly, *Eurypterus* sp.; letzterer ist nur durch ein einziges, die typische Skulptur zeigendes Bruchstück vertreten. Von diesen Fossilien fand sich „*Prestwichia rotundata*“, ein noch viel kleineres, dem Ref. sehr problematisch erscheinendes Stück in einer marinen Kalkschicht mit *Productus carbonarius*, die übrigen lagen mit Süßwassermollusken oder Pflanzenresten zusammen.

Als nicht näher definierbar werden endlich zwei Crustaceenreste beschrieben und abgebildet, die zusammen mit *Bothrodendron*-Resten auf einer Schieferplatte aus dem Flöz Saint-Charles von Lens, Schacht No. 7, liegen. Verf. erwähnt jedoch in einer nachträglich hinzugesetzten Anmerkung, daß weitere Reste aus dem Hangenden eines Flözes der Gesellschaft von Anzin ihm die Zugehörigkeit dieser Dinge zur Gattung

Arthropleura JORDAN gezeigt hätten. [In der Tat dürfte es sich um Fragmente der Ventralfläche dieses Arthrostracen handeln. Ref.] Das ist um so interessanter, als dadurch neue Fundorte für diese stammesgeschichtlich so wichtige Gattung bekannt werden, die noch dazu einem paralischen Ablagerungsgebiet angehören, der erste Fall wenigstens für den Kontinent. Man wird hoffen, daß es dem Verf. in der in Aussicht gestellten genaueren Beschreibung gelingen möge, in die Organisationsverhältnisse dieser noch lange nicht genügend bekannten Tiere weiteres Licht zu bringen.

Andrée.

G. F. Matthew: Remarkable Forms of the Little River Group. (Trans. of the Roy. Soc. of Canada. Sect. IV. 3. ser. 1909—1910. 3. 115—125. Taf. I—IV. Ottawa 1910.)

Verf. beschreibt aus den Deltasedimenten der obersilurischen „Little River Group“ von Neu-Braunschweig in Vergesellschaftung mit Pflanzenresten: von Phyllopoden *Leaia silurica* n. sp. (nahe verwandt der *Leaia Leidyi* des pennsylvanischen Obercarbon), von Merostomen einen recht fragmentären *Belinuropsis Wigudensis* n. g. n. sp., von Insekten *Adaeophasma Acadica* n. sp. und *Archaeophasma grandis* n. g. n. sp., sowie eine Reihe von Fußspuren. Von *Belinuropsis* liegen der Kopf und der sehr fragmentäre Thorax vor. Der Kopf trägt außer langen Wangenstacheln vom Hinterrande ausgehend jederseits einen granulierten lanzettförmigen Fortsatz. Mehr oder weniger granuliert ist auch die ganze Oberfläche der Fragmente, die einer mit *Belinurus* oder *Prestwichia* nahe verwandten, jedenfalls neuen Gattung angehören. Die Kriechspuren werden z. T. auf Batrachier (so *Hylopus* (?) *variabilis* n. sp., *Nanopus* (?) *vetustus* n. sp. *Bipezia bilobata* n. g. n. sp.), z. T. auf Insekten (oder Arachniden) (so *Acripes* n. g. mit *A. incertipes* n. sp., *A. minor* n. sp. und *A. Leavitti* n. sp.) zurückgeführt.

Andrée.

F. R. Cowper Reed: A new species of *Lichas*. (Geol. Mag. Dec. V. 4. 1907. 396—400. Taf. XVII.)

—: New fossils from the Dufton Shales. (Ibid. Dec. V. 7. 1910. 211—220, 294—299. Taf. XVI, XVII, XXIII, XXIV.)

Aus den untersilurischen Dufton-Schiefern von Melmerby wird eine neue *Lichas*-Art, *Lichas melmerbiensis* n. sp., bekannt gemacht und sehr eingehend untersucht. Sie verdient besondere Beachtung, weil mehrere Tiere mit zusammenhängendem Panzer vorliegen, was bei *Lichas*-Arten immer, zumal aber bei den untersilurischen eine Seltenheit ist. Sie steht *L. angusta* BEYR. nahe und gehört zu F. SCHMIDT's Untergattung *Homo-lichas*, von der damit zum ersten Male ein Vertreter auf britischem Boden gefunden worden ist.

In der späteren Arbeit wird für die Dufton-Schiefer, die entgegen MARR in dem weiteren Sinne von HARKNESS und NICHOLSON gefaßt werden,

auf Grund neuer Funde eine Fossilliste gegeben, die vorwiegend Trilobiten (11 Arten der Gattungen *Phacops*, *Calymmene*, *Trinucleus*, *Acidaspis*, *Lichas*, *Törnquistia*, *Homalonotus* und *Iliaenus*), Brachiopoden, Mollusken und Ostracoden aufweist. Eingehend beschrieben werden folgende Formen: *Trinucleus Nicholsoni* n. sp. aus der Verwandtschaft des böhmischen *Tr. ornatus* (STERNB.), *Acidaspis semievoluta* n. sp., *Homalonotus ascriptus* n. sp., von dem auch das bei dieser Gattung bisher nur von wenigen Arten bekannte Hypostom abgebildet wird; *Beyrichia (Ceratopsis) duftonensis* n. sp., *B. (Ctenobolbina?) superciliata* n. sp., *B. (Tetradella) Turnbulli* n. sp.; ferner die Bryozoe *Crisinella Wimani* n. sp. und die Brachiopoden: *Orthis duftonensis* n. sp. aus der Verwandtschaft der *O. calligramma* DALM., *O. melmerbiensis* n. sp., *O. (Scenidium?) equivocalis* n. sp.

Rud. Richter.

F. R. Cowper Reed: Palaeontological Appendix. (Zu CH. J. GARDINER and S. H. REYNOLDS: The igneous and associated sedimentary rocks of the Tourmakeady District, County Mayo.) (Quart. Journ. Geol. Soc. 65. London 1909. 141—152. Taf. VI.)

—: Palaeontological Notes. (Zu GARDINER and REYNOLDS: The igneous and associated sedimentary rocks of the Glensaul District, County Galway.) (Ibid. 66. London 1910. 271—279. Taf. XXI, XXII.)

Die schlecht erhaltenen Fossilien — zumeist Trilobiten, und zwar *Iliaenus*-Arten — dieses an Eruptivbildungen reichen Untersilurgebietes des westlichen Irlands finden sich in einem Kalke (Tourmakeady beds) und in tuffigen Schichten (Shangort beds), die beide paläontologisch zusammengehören, obwohl die etwas jüngeren Tuffe schon Brocken des Kalkes eingelagert enthalten.

Die erste Schrift betont das Fehlen von eigentlichen Ober-Bala-Arten gegenüber dem Auftreten von älteren Formen aus dem Arenig und Unter-Bala, wie besonders *Pliomera* und *Porambonites*, weshalb die Schichten sicher nicht höher als in das Unter-Bala (Llandeilo) zu stellen seien. Der Kalk weicht in der Fazies von dem Llandeilo-Kalke in Wales ab und findet in ganz Britannien nichts Vergleichbares; dagegen zeigt er Beziehungen zu dem ebenfalls *Pliomera* und *Porambonites* führenden Tramora-Kalk Südirlands, dessen Fauna ihrerseits Teilen des skandinavischen und baltischen Cystideen- und Orthocerenkalkes (= Arenig) entspricht. Von der MARR'schen Annahme der westwärts gerichteten Wanderung aus seien derart entsprechende Faunen des Untersilurs nicht notwendig altersgleich, sondern könnten im Westen verspätet eingetroffen, also jünger sein als im Osten. Deshalb und im Hinblick auf das Fehlen der typischen Fauna des britischen Arenig seien die Tourmakeady- und Shangort-Schichten eher dem Unter-Llandeilo als dem Arenig einzureihen.

An Arten werden beschrieben: *Iliaenus Weaveri* n. sp., *I. aff. chudleighensis* HOLM, *Pliomera* aff. *Fischeri* (EICHW.), *Pl. aff. Barrandei*

BILLINGS, *Cybele connemarica* n. sp., *Encrinurus* sp., *Acidaspis* (?) sp., *Apatocephalus* (?) sp., *Telephus hibernicus* n. sp., *Symphysurus* (?) sp., *Acrotreta* (?) *hibernica* n. sp., *Camerella Thomsoni* (DAVIDSON), *Streptis affinis* n. sp.

Die zweite Schrift stellt dagegen auf Grund neuen paläontologischen Materials die Zugehörigkeit der genannten westirischen Bildungen zur Arenig-Stufe fest. Die Beziehungen zu dem schwedischen Orthocerenkalk haben sich vermehrt und bezeugen, daß sich um diese Zeit in Westirland in völligem Gegensatz zu den gleichzeitigen tonigen Bildungen in Wales Kalk ablagerte, unter denselben faunistischen und physikalischen Bedingungen (Abwesenheit festländischer Abreibungsstoffe) wie in Skandinavien. Als besonders wichtig für die Altersbestimmung wird die Auffindung einer Spielart des *Nileus armadillo* aus der Nähe der var. *depressa* angesehen, welche auf die *Expansus*-Stufe (B_2b) des baltischen Vaginatenkalkes streng beschränkt ist, während die Hauptart außerdem auch im schwedischen Cystideenkalk vorkommt. Überraschend ist dabei das Auftreten eines *Chasmops*, da die älteste baltische Art erst im Echinosphäritenkalk (C_1 , gleich dem obersten Orthocerenkalk und dem tiefsten *Chasmops*-Kalk Schwedens) erscheint. Zur Erklärung wird mit der Möglichkeit gerechnet, es könne einmal die Tierwelt des schwedischen Orthocerenkalkes in Westirland noch später weiter gelebt haben wie die Unterdevonwelt in den Hamilton-Schichten, oder es könne *Chasmops* im Westen seines Verbreitungsgebietes früher erschienen sein als im Osten. — Die Beimengung einiger Formen aus verschiedenen baltischen Horizonten erkläre sich aus der verschiedenen Geschwindigkeit ihres Wanderns und beeinträchtige den Eindruck einer durchaus skandinavischen und tief-untersilurischen Fazies nicht.

Die Art der Trennung von dem britischen Ablagerungsgebiet ist unbekannt. Dagegen konnten Formen aus den westlichsten Gebieten der atlantischen Provinz frei einwandern, wie denn die kanadischen Gattungen *Bathyurellus* und *Bathyrurus* (von E. KAYSER aus Argentinien und außerdem aus China bekannt gemacht) hier zum ersten Male auf europäischen Boden aufgefunden worden sind.

Die Einzeluntersuchung erstreckt sich, abgesehen von *Orthis obtusa* (PANDER) var., *O. parva* (PANDER), *Camerella* cf. *cuneatella* DAVIDSON, ausschließlich auf Trilobiten: *Illaenus Weaveri* REED, *Niobe* sp., *Nileus armadillo* DALMAN, *Bathyurellus glensaulensis* n. sp., *Bathyrurus* cf. *Timon* BILLINGS, *B.* aff. *Nero* BILLINGS, *Pliomera pseudoarticulata* PORTL., *Encrinurus octocostatus* n. sp., *Phacops* (*Chasmops*) aff. *Odini* EICH-WALD.

Rud. Richter.

J. Jarosz: Fauna des Kohlenkalks in der Umgebung von Krakau. 1. Teil. Trilobiten. (Anz. d. Akad. d. Wissensch. in Krakau. Math.-naturw. Kl. für 1909. 2. Semester. Krakau 1910. 371—385. Taf. XI.)

Verf. lagen von Trilobitenresten nur das Mittelschild eines Kopfes und eine Reihe von Schwänzen vor. Diese Schwänze werden als *Phillipsia*

gemmulifera (PHILLIPS), *Ph. Eichwaldi* (FISCHER), *Griffithides obsoletus* (PHILLIPS), *G. aff. globiceps* (PHILLIPS), *G. seminiferus* (PHILLIPS)?, *Brachymetopus Maccoyi* (PORTLOCK), *B. aff. Maccoyi* (PORTL.) und *B. Szajnochai* n. sp. beschrieben, wobei für den letztgenannten eine neue, *Brachymetopus* nahestehende Gattung vermutet wird. Das Kopfmittelschild wird *Dechenella*(?) *raclawicensis* n. sp. benannt und wegen der Gestalt der Glabella, die verjüngt und dabei am Vorderende breit abgestutzt ist, als eine „phylogenetisch merkwürdige . . . Übergangsform einerseits von *Proetus* zu *Dechenella*, anderseits zu *Phillipsia*“ gedeutet. *Griffithides obsoletus* und *seminiferus*(?) gehören der Tournay-Stufe mit *Spirifer tornacensis* an, die übrigen der Visé-Stufe mit *Productus giganteus*, so daß also auch die Trilobitenfauna in beiden Stufen verschieden ist.

[Die Bestimmung der losen Schwänze lediglich nach der Literatur kann z. T. nur als vorläufig gelten, wie besonders ein Vergleich zwischen Verf.'s *Griffithides obsoletus* und der angezogenen, erheblich abweichenden Figur H. WOODWARD's zeigt. — *Dechenella*(?) *raclawicensis* ist zufolge des Verlaufs ihrer Gesichtsnaht nicht bei *Dechenella* unterzubringen, eher bei *Phillipsia*, wenn sie auch innerhalb dieser Gattung durch die Verjüngung der Glabella eine Sonderstellung einnimmt. Eine phylogenetische Übergangsform in dem angeführten Sinne kann sie bei ihrem jugendlichen Alter (Visé-Stufe) nicht sein, da *Phillipsia* schon in den tiefsten, die Etroeuung-Stufe vertretenden Culm-Schichten auftritt und *Dechenella* eine im wesentlichen mitteldevonische Form ist. Man sollte vielmehr in der verjüngten Glabella nur einen zufälligen Anklang an die im Philipsienstammbaum schwerlich enthaltene Gattung *Dechenella* erblicken, der sich erst zu einer Zeit findet, wo *Dechenella* längst erloschen und *Proetus* im Aussterben begriffen ist. Man wird also daran festzuhalten haben, daß echte Dechenellen im Carbon noch nicht einwandfrei nachgewiesen sind, da auch für die tiefculmische *Dechenella hofensis* LEYH die Gattungszugehörigkeit noch keineswegs gesichert erscheint.] Rud. Richter.

-
- Méhes, G.: Über Trias-Ostracoden aus dem Bakony. (Result. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees. 1, 1. Pal. Anh. 1911. 38 p. 12 Fig. 4 Taf.)
 Reed, F. R. C.: Sedgwick Museum notes: on *Dionide atra* Salter. (Geol. Mag. 1912. 200—203. Taf. 11.)
 Ulmer, G.: Die Trichopteren des baltischen Bernsteins. (Schr. phys.-ökon. Ges. Königsberg. Beitr. z. Naturk. Preußens. 10. 1912. 380 p. 480 Fig.)
-

Cephalopoden.

- Arthaber, G. v.: Grundzüge einer Systematik der triadischen Ammoneen. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 245—256. 3 Fig.)
 Kilian, W.: Sur le genre *Ammonitoceras*. (Bull. Soc. géol. France. 10. 1910. 798.)

- Schlagintweit, O.: *Ceratites spinosus* E. PHILIPPI aus dem mittleren Muschelkalk Würzburgs. (Sitz.-Ber. phys.-med. Ges. Würzburg. 1911. 3 p.)
- Till, A.: Über einige neue Rhyncholithen. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1911. 360—365. 5 Fig.)
- Wepfer, E.: Die Gattung *Oppelia* im süddeutschen Jura. (Palaeontographica. 59. 1912. 1—68. Taf. 1—3.)
- Werner, E.: Über die Belemniten des schwäbischen Lias und die mit ihnen verwandten Formen des Braunen Jura (Acoeli). Palaeontographica. 59. 1912. 103—146. Taf. 10—13.)

Gastropoden.

- Geyer, D.: *Helix (Arianta) arbustorum* L. und das Klima der Lößperiode. (Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 2. 1912. 66—76. 1 Taf.)
- Joos, C. H.: Neue Landschnecken aus dem Obermiocän von Steinheim am Aalbuch in Württemberg. (Nachr.-Bl. deutsch. malakozool. Ges. Heft 1. 1912. 30—45. Taf. II.)

Zweischaler.

- Böhm, J. Über *Innoceramus Cuvieri* Sow. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1911. 569—570.)
- Depéret, Ch. et F. Roman: Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines. II. Genre *Flabellipecten* (suite). (Mém. Soc. géol. France. Paléontologie. 19. 1912. 139—168. Taf. 18—23.)
- Woods, H.: On the evolution of *Innoceramus* in the cretaceous period. (Quart. Journ. geol. Soc. London. 68. 1912. 1—20.)

Brachiopoden.

- F. Jaccard: Brachiopodes des calcaires de St. Triphon. (Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. (5.) 44. Proc.-verb. XXII—XXV. 1908.)

In der Nähe des Bahnhofes von St. Triphon kommen in einer Bank von schwarzem, krümeligen Kalk Brachiopoden vor, die bisher alle als *Terebratula Renevieri* HAAS gingen. Man stellte die Schicht anfangs in den Lias, später in den Hauptdolomit und dann in den Muschelkalk. Verf. erkannte, daß neben der genannten Form noch *Crurātula carinthiaca* ROTHPL., und zwar die Varietäten *Beyrichii* BITTN. und *pseudofaucensis* PHILIPPI vorkommen. Es handelt sich also wohl um obere ladinische Stufe. Über der Brachiopodenschicht folgen 30 m Kalke und dann Diploporenkalke. Dies sind die gleichen wie die vom Mont d'Or, Rubli-Gummluh, Spielgarten, Giswyler Stock, Iberger Klippen. Man muß diese Kalke

mit *Diplopora annulata* zum Wettersteinkalk rechnen. Die tieferen Schichten müssen also unter den Wettersteinkalk rangieren, demnach auch die dolomitischen Kalke z. T., von denen nur die vom Rhät überlagerten, resp. die über den Diploporenschichten als Hauptdolomit betrachtet werden dürfen.

Otto Wilckens.

Bryozoen.

Bassler, R. S.: The early palaeozoic Bryozoa of the baltic provinces. (Bull. 77. Smithsonian-Institut. Washington. 1911. 382 p. 226 Fig.)

Böhm, J.: Literarische Bemerkung über *Porocystis pruniformis* CRAGIN. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 86—87.)

Brydone, R. M.: New Chalk Polyzoa. (Geol. Mag. 1912. 145—147. Taf. 7.)

Echinodermen.

Hawkins, H. L.: The buccal plates in *Echinocorys*. (Geol. Mag. 1912. 222—226. 2 Fig.)

Hydrozoen.

Hadding, A.: On de svenska arterna af släktet *Pterograptus* HOLM. (Geol. Tören. i Stockholm Förh. 33. 1912. 487—494. Taf. 7.)

Anthozoen.

Andrée: K.: Eine zweite *Graphularia*-Art (*Gr. Crecelii* n. sp.) aus dem mitteloligocänen Meeressand im Mainzer Becken. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 202—207. 1 Fig.)

Foraminiferen.

Kurt Huccke: Ein Beitrag zur Phylogenie der Thalamophoren. (Arch. f. Protistenkunde. 9. 1907. 33—52.)

Mit Hilfe der RHUMBLER'schen Ansicht von der großen Bedeutung der Festigkeitsauslese für die Entwicklung der Foraminiferen sucht Verf. mehrere Entwicklungsreihen derselben darzulegen.

Aus *Tolypammina* (= *Hyperammina*), die gleich den übrigen Reihen von (anderen) Sandschalern abgeleitet wird, soll sich *Cornuspira*, aus dieser *Spirulina* und schließlich *Patellina* entwickelt haben.

Aus *Nodosinella* *Nodobacularia* (= *Nubecularia* pars.), *Ophthalmidium* und daraus *Nubecularia* einer-, *Spiroloculina* andererseits.

Aus *Ammodiscus* sollen sich *Turritellopsis* (= *Terebralina*), *Gordiammina* (= *Glomospira*), *Silicina* — *Involutina* — *Problematica* und schließlich als letzter Zweig *Agathammina* und aus dieser *Biloculina* — *Fabularia*, *Triloculina* und *Quinqueloculina* entwickelt haben.

Ohne hier näher auf Einzelheiten einzugehen, sei nur erwähnt, daß die Geringfügigkeit dieser vorgeschlagenen systematischen Änderungen gegenüber dem RHUMBLER'schen Systeme keineswegs wie Verf. meint, dafür spricht, daß dieses den natürlichen Verwandtschaftsverhältnissen der Foraminiferen sehr nahe kommt. Sie ist vielmehr nur eine Folge davon, daß Verf. von demselben Grundsatz wie RHUMBLER ausgeht, daß bei biformen Foraminiferen nicht der ältere, sondern der jüngere Gehäuseteil die ursprüngliche Anordnung der Kammern erkennen lasse, eine Ansicht, die ja schon öfter als unrichtig bekämpft wurde. R. J. Schubert.

R. Noth: Die Foraminiferen der roten Tone von Barwinek und Komarnók. (Beitr. z. Pal. Österr.-Ung. etc. 25, 1912. 1—24. Taf. I.)

Verf. untersuchte die Foraminiferenfaunen der roten Tone von Barwinek in Galizien und Felső-Komarnók (beide am Duklapaß) und fand besonders die ersteren an Foraminiferen reich. Unter diesen fehlen kalkschalige Formen ganz und sind nur sandig-agglutinierte Typen vorhanden (in Barwinek 30, in Komarnók 14 Arten), die aber, wie dies nicht selten der Fall ist, größtenteils verquetscht sind.

Reophax ist durch 5 z. T. sehr individuenreiche Arten vertreten, *Ammodiscus* (samt *Glomospira*) durch 6 Arten, sehr häufig sind Trochamminen (8 Arten z. T. individuenreich). Außerdem kommen *Rhabdammina*, *Cyclammina*, *Haplophragmium* (als *Endothyra* beschrieben), *Textularia* und *Reussina* vor.

Diese roten Tone stimmen, wie Verf. ausführt, faunistisch mit den von GRZYBORSKI aus der Umgebung von Krosno beschriebenen naphthaführenden alttertiären Schichten, sowie mit den übrigens fraglichen Inoceramenschichten von Gorlice überein und werden von ihm als eine Bildung aufgefaßt, die im Bereiche des roten Kontinentalschlammes etwa in einer Tiefe von 500 Faden entstand.

Von den als neu beschriebenen Arten sind *Rhabdammina scalaria*, *Reophax textularioides* und *Ammodiscus karpaticus* (*carpathicus*) infolge des stark verquetschten Erhaltungszustandes nur sehr schwer zu deuten, *Trochammina deflexiformis* verhältnismäßig noch am besten erhalten und *Endothyra barwinekensis* (*barwinecensis*) vielleicht nur ein *Haplophragmium latidorsatum*, dessen letzte Kammer verletzt ist. Die Bezeichnung *Endothyra* für die Haplophragmien erfolgt im Anschluß an EIMER und FICKER, wie auch die Bezeichnung von *Reophax* (*Protonina*) *diffugiformis* als *Saccammina*, und von *Glomospira gordialis-charoides* noch als *Ammodiscus*.

Das Fehlen kalkschaliger Formen in diesen wie auch manch anderen Absätzen des karpathischen Alttertiärs, erweckt übrigens die Vermutung, daß manche der kieselschaligen Formen, z. B. *Reussina*, als nachträglich verkieselte Kalkschaler aufzufassen sein könnten. **R. J. Schubert.**

E. Dervieux: Revisione delle Lagene terziarie Piemontesi. (Boll. Soc. Geol. Ital. 30. 1911. 674—676.)

Die Unklarheit, welche Arten unter den von TH. FUCHS aus dem piemontesischen Tertiär als *Lagena ornata* und *acicula* beschriebenen Formen gemeint seien, veranlaßte Verf. zur diesbezüglichen Durchsicht jener Sammlung, aus welcher das von TH. FUCHS beschriebene Material stammt. Dabei fand er, daß die erstgenannte Form mit der als *Glandulina ovula* ORB. beschriebenen übereinstimmt, die zweite auf Bruchstücke von *Nodosaria pyrula* ORB. zu beziehen ist. **R. J. Schubert.**

Schellwien†, E.: Monographie der Fusulinen. Teil III. H. v. Staff: Die Fusulinen Schellwienien) Nordamerikas. (Palaeontographica. 59. 1912. 157—192. 17 Fig. Taf. 15—20.)

Pflanzen.

Sterzel: Über den *Xylopsaronius*. (XVIII. Ber. d. Naturw. Ges. zu Chemnitz. 1912. 65—69.)

Prof. Dr. HANS POHLIG hat 1910 die Gattung *Xylopsaronius* aufgestellt und einen *X. Cottae* aus dem Rotliegenden von Chemnitz-Hilbersdorf beschrieben und abgebildet (Bull. de la Soc. Belge de Géologie etc. Bruxelles. 24. 335—339. Fig. 1—3). Dieser *Psaronius* zeigt an der äußeren Grenze der schlecht erhaltenen Stammachse im Bereiche der Innenwurzeln eine Gewebspartie, die POHLIG für ein Holzbündel hält. Er nimmt an, daß dasselbe einem Sternring im Marke von *Medullosa* entspricht, daß hier das erste Auftreten von Holzentwicklung bei einem Farn und der Anfang der Entwicklung von *Medullosa* aus *Psaronius*, also ein Zwischenglied zwischen diesen beiden Gattungen vorliegt.

STERZEL weist nun nach, daß diese weitgehenden Schlußfolgerungen unhaltbar sind, auf Beobachtungen an einem schlechten Materiale, unzulänglichen Untersuchungen der betr. Gewebselemente und teilweise unrichtiger Beurteilung des Vergleichsmaterials (*Medullosa*) beruhen. Er erblickt in dem Gewebe jenes vermeintlichen Holzkörpers nichts Neues, vielmehr eine infolge des Erhaltungszustandes lokal deutlicher hervortretende Partie des dünnwandigen, parenchymatischen Füllgewebes mit radial etwas verlängertem Querschnitt der Zellen, wie solches das Grund-

gewebe der *Psaronius*-Achse sowie die Ausfüllung zwischen den Adventivwurzeln bildet und verweist dabei auf von CORDA und ihm gegebene Abbildungen dieses Gewebes bei anderen *Psaronien*. Sterzel.

Sterzel: Der „versteinerte Wald“ im Garten des König-Albert-Museums und das ORTH-Denkmal in Chemnitz-Hilbersdorf. (XVIII. Ber. d. Naturw. Ges. zu Chemnitz. 1912. 51—64. Mit 2 Taf.)

Chemnitz ist ein klassischer Fundort verkieselter Rotliegendpflanzen. Namentlich im NO. der Stadt, in dem Vorort Neu-Hilbersdorf, steckt der Boden voll von verkieselten Baumresten, die bei Straßen-, Häuser- und Brunnenbauten zutage gefördert werden. Auch aufrechtstehende Baumstümpfe fanden sich, augenscheinlich noch an dem ursprünglichen Standorte. Man kann also recht wohl von einem „versteinerten Walde“ bei Chemnitz-Hilbersdorf sprechen. Da nun aber diese Reste des alten Waldbestandes der fortschreitenden Bebauung des Terrains wegen nicht an Ort und Stelle erhalten bleiben konnten, ist Verf. als Kustos und jetzt Direktor der städtischen Naturwissenschaftlichen Sammlung seit 1875 bemüht gewesen, Repräsentanten jener Rotliegendebäume ausheben und zu einer Gruppe vereinigen zu lassen, die 1909 ihre definitive Aufstellung im Garten des König-Albert-Museums gefunden hat und hier als kleiner „versteinerter Wald“ (Taf. I) ein Naturdenkmal allerersten Ranges bildet.

Die Gruppe besteht aus 30 *Araucaria*-ähnlichen Koniferenstämmen (*Araucarioxylon*), der in dem alten Rotliegendewalde am häufigsten vorkommenden Baumform. Repräsentanten der selteneren Gattungen (*Psaronius*, *Medullosa*, *Myeloxylon*, *Arthropitys*, *Calamodendron* und *Cordaioxylon*) werden in den Museumsräumen aufbewahrt und bilden hier eine Sammlung von einzigartiger Schönheit. — Der längste der im Garten aufgestellten Koniferenstämme ist erhalten bis zu der stattlichen Höhe von 20 m, bei 0,51 m unterem und 0,37 m oberem Durchmesser. Der dickste Stamm besitzt 1,29 m Durchmesser, 3,65 m Höhe. Ein anderer, offenbar vor der Verkieselung hohler, nach dem Umfallen zusammengesunkener Stamm von nierenförmigem Querschnitt hat 5 m Umfang bei einem Durchmesser von 2 m: 0,60 m und eine Höhe von 7,5 m.

Verf. gibt einen Rückblick auf das allmähliche Bekanntwerden der verkieselten Pflanzen von Chemnitz, beschreibt die einzelnen Stämme des „versteinerten Waldes“, bespricht den Verkieselungsvorgang und das Alter jener Stämme. — Die Verkieselung fand allem Anschein nach schon statt, als die Bäume noch standen und vegetierten, und zwar durch das infolge der Zersetzung der Kieselsäure kieselsäurereich gewordene Wasser jener Gegend. Die Zufuhr dieser ungewohnten Lösung machte die Pflanzen krank. Infolgedessen wurden Rinde, beblätterte Zweige, Blüten und Früchte abgeworfen und getrennt von den Bäumen in den Tuff eingeschwemmt, wo sie Abdrücke bewirkten. Die Rinde jüngerer Zweige blieb in unverkieseltem Zustande zuweilen bis zur Einhüllung des verkieselten

Stammes in Tuff erhalten, bewirkte hier Abdrücke der Blattnarben und sonstigen Rindenskulpturen, fiel aber später der Zersetzung anheim, sodaß in der Tuffröhre nur der verkieselte, entrindete Ast steckt und an Stelle der Rinde ein leerer oder mit Mineralmasse locker erfüllter Raum vorhanden ist. — Außer Kieselsäure beteiligte sich bei der Versteinerung blauer Flußspat, der augenscheinlich aus Fumarolen stammt, die nach der Tufferuption Fluorwasserstoff aushauchten. Manche Stämme scheinen sich bei der Einhüllung nicht in kieselhartem, sondern noch in einem weichen Zustande befunden zu haben. Dafür sprechen die zusammengequetschte Form der Zellen und Tracheiden in manchen Schliffen, der elliptische Querschnitt bei vielen Stämmen und Ästen, der nierenförmige Querschnitt des oben erwähnten Stammes von 5 m Umfang, sowie die Querfältchen an seiner Oberfläche und bei anderen Stämmen, eine Veränderung, die sich nur in stehender Lage des Stammes durch Stauchung der weichen Baummasse gebildet haben kann.

Interessant ist noch die Tatsache, daß bei den in der südwest-nord-östlichen Richtung der Erzgebirgsfalte liegenden Stämmen wohl auch eine Zerteilung durch Querbrüche, aber keine Verschiebung der einzelnen Trommeln gegeneinander stattfand, während bei Stämmen, die unter einem Winkel zu jener Richtung lagen, die Stücke gegeneinander verrückt sind und zwar so, daß die Stücke in der Fallrichtung (SO.) immer tiefer liegen. Das ist eine Erscheinung, die mit der zur Rotliegendzeit noch fortdauernden Aufwölbung der Erzgebirgsfalte begründet ist.

Das Taf. II abgebildete ORTH-Denkmal ist eine Gruppe aus Araucaritenstämmen, die im Oktober 1911 in dem klassischen Fundgebiete selbst errichtet worden ist und zwar an der Orthstraße in Chemnitz-Hilbersdorf. Sie besteht größtenteils aus Stücken des längsten Stammes, der bisher erschürft worden ist. Er war 26,30 m lang, unten 1,10 m, oben 0,50 m dick und zeigte als große Seltenheit auch den Wurzelstock mit Wurzelanfängen, war aber so mürbe, daß er nur stückweise, und leider ohne den Wurzelstock, aufgestellt werden konnte. — Das Denkmal wurde, wie eine daran angebrachte Bronzetafel besagt, errichtet, „zur Erinnerung an den Geh. Baurat AUGUST ORTH in Berlin“, der bei der baulichen Erschließung des anliegenden Geländes die klassische Fundstätte eines versteinerten Waldes aus der Zeit des Rotliegenden weiter aufschloß.

Sterzel.

-
- Arber, E. A. N.: Fossil plants from the Kent coal field. (Geol. Mag. 1912. 97—100. 1 Taf.)
- Berry, E. W.: The lower cretaceous Floras of the world. (Maryland geol. Surv. 1911. 99—152.)
- Gothan, W.: Über einige permo-carbonische Pflanzen von der unteren Tunguska (Sibirien). (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 63. 1912. 418—428. Taf. 17.)

- Jongmans, W. J.: Die paläobotanische Literatur. II. Bd. 1909, Jena 1911. 417 p.
- Pia, J. v.: Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. (Beitr. z. Pal. u. Geol. Österreich-Ungarns usw. **25**. 1912. 25—87. 24 Fig. Taf. 2—8.)
- Reimann, H.: Die Betulaceen und Ulmaceen des schlesischen Tertiärs. Diss. Breslau. 1912. 70 p.
- Schuster, J.: Über GREPPERT's *Raumeria* im Zwinger zu Dresden. (Sitzber. Bayer. Akad. Wiss. 1911. 489—504. 3 Taf.)
- White, D.: The characters of the fossil plant *Gigantopteris* SCHENK and its occurrence in North-America. (Proceed. N. S. Nat. Mus. **41**. 1912. 493—516. Taf. 43—49.)
- Wieland, H. R.: Study of some american fossil Cycads. Pt. VI. On the smaler flower-buds of the Cicadeoidea. (Amer. Journ. Sc. **33**. 1912. 73—91.)
-

Druckfehler-Berichtigungen.

Dies. Jahrb. 1912. I. p. -25- Zeile 14 von oben statt 12,15 lies 12,25.
(Die Summe ist demnach doch = 99,88, nicht = 99,78, wie die Fußnote angibt.)

Dies. Jahrb. 1912. I. p. -321- Zeile 6 u. 7 von unten sind die Worte:
„sein Name wird nicht hierbei genannt“ zu streichen.

Dies. Jahrb. 1912. I. p. -332- Zeile 5 von unten lies Leuchs statt
Lauchs und Temurlyktau statt Temnolyktau.