

Diverse Berichte

Geologie.

Petrographie.

Eruptivgesteine.

- Osann, A.: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. I. (Abh. Heidelb. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl. 126 p. 5 Taf. 1919.)
- Cloos, H.: Über die Raumbildung plutonischer Massen. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 70. Monatsber. 3—6. 1918.)
- Granite des Tafellandes und ihre Raumbildung. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XLII. 420—456. 1 Taf. 1 Fig. 1918.)
- Milch, L.: Über malchitische Spaltung und ihre Bedeutung für die Systematik diaschister Ganggesteine granitodioritischer Magmen. (Centralbl. f. Min. etc. 1919. 133—146. 2 Fig.)
- Berg, G.: Die Beziehungen der primären Gangmineralien zu einander und zu den Eruptivgesteinen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 27. 101—108, 118—125. 5 Fig. 1919.)
- Jakob, J.: Zur Theorie der magmatischen Mineralisatoren. (Zeitschr. f. anorg. u. allgem. Chem. 106. 229—267. 8 Fig. 1919.)
-

Sedimentärgesteine.

W. Klüpfel: Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. (Geol. Rundsch. 7. 1916. 97—109. Taf. III, IV.)

Verf. erörtert in dieser vorläufigen Mitteilung Beobachtungen über Sedimentationszyklen im Lothringer Jura. Die gesetzmäßige Reihenfolge der Sedimente zeigt eine Unterregion (Tonstadium) mit dem Basiston (und tonigen Mergeln, auch Tutenmergeln), eine Mittelregion (Mergelstadium) mit Mergeln, in denen sich Knollen einstellen können, oder aus Kalkbänken mit Mergelzwischenlagen, sowie eine Oberregion aus festen Kalken, die nach oben mit einer besonders festen und kompakten, oft

splittrigharten Dachbank abschließen. Die Oberfläche dieser Dachbank ist vollkommen eben und sieht „abgewaschen“ aus, ist von zahlreichen Austern bewachsen, die sich der Unterlage flach ausgebreitet anschmiegen, und von Bohrmuscheln durchbohrt. Auch manche andere Beobachtungen deuten auf eine rasche Erhärtung dieser Bänke; doch wäre es nach Ansicht des Ref. verfehlt, in solchen „Emersionsflächen“ ohne Weiteres Zeugen einer Trockenlegung zu sehen. Gerade die rasche Erhärtung von Kalkschlammen ist eine unter bestimmten Verhältnissen auch in unserer heutigen Flachsee — auf submarinen Bänken — vielfach beobachtete, charakteristische Erscheinung, in gleicher Weise verknüpft mit Anbohrung der Oberfläche, der Gerölle, mit Phosphoritbildungen u. dgl. Man wird daher gut tun, solche Verhältnisse zunächst als submarin entstanden anzusehen, wie Verf. das an einigen Beispielen schon 1908 (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXV. 366 ff.) gezeigt hat. Im Einzelnen bespricht Verf. das Verhalten der Fauna gegenüber dem Zyklus, die Herkunft der Gesteinskomponenten, den Wechsel der Wassertiefe und meint, die Ursache des Zyklus in tektonischen Bewegungen erkennen zu können. Ob dieses für diesen Fall richtig ist, kann in einem kurzen Referate nicht erörtert werden; verfehlt aber wäre es, auch „bei gleichbleibender Zyklusbildung“ die Zyklen den Leitfossilien zum Parallelisieren vorzuziehen. Hier darf die aus geographischen Verhältnissen sich ergebende seitliche Veränderung des Fazies- und Schichtcharakters nicht übersehen und muß vor einem Zirkelschluß gewarnt werden.

Alles in allem ist es außerordentlich erfreulich, daß mehr und mehr die Geologen sich neben dem fossilen Inhalt auch dem Studium der denselben umschließenden Gesteine und deren Genese zuwenden, denn erst hierdurch ist es möglich, zur eigentlichen Paläogeographie zu gelangen.

K. Andrée.

W. Koert: Der Krusteneisenstein in den deutsch-afrikanischen Schutzgebieten, besonders in Togo und im Hinterland von Tanga (Deutsch-Ostafrika). (Beitr. z. geol. Erforsch. d. deutsch. Schutzgebiete. 13. Berlin 1916. 69 p. 1 Fig.)

Diese Bildungen, für welche Verf. 1910 zuerst den Namen „Krusteneisenstein“ vorschlug und welche er in den im Titel genannten Gebieten genauer untersuchte, die aber auch in Kamerun und Südwestafrika verbreitet sind (p. 65—68), müssen von dem echten eluvialen Laterit getrennt gehalten werden. Unter Ausscheidung der an die periodischen Wasserläufe der Tropen gebundenen häufigen Verkittungen der Sande und Schotter durch Brauneisenstein werden vier Haupttypen des Krusteneisensteins unterschieden: 1. Rinden, 2. Konkretionen, 3. Bindemittel, 4. Imprägnationen. Chemisch besteht der Krusteneisenstein wesentlich aus Eisenhydroxyd, Manganhydroxyden und einem wasserhaltigen Tonerdekiefelsäurekomplex. Die Mannigfaltigkeit seiner Formen kommt dadurch zustande, daß Eisen- und Manganlösungen in Böden der verschiedensten Korngrößen, Poren-

volumina und Absorptionsvermögen [besser Adsorptionsvermögen. Ref.] eindringen und daß hier durch Oxydationsvorgänge aus jenen Lösungen zunächst die Hydrogele abgeschieden werden, wobei das Eisen zuerst abgeschieden wird, während das Mangan zunächst weiterwandert. Auch Pflanzen- und Tierwelt (Termiten!) bedingen teilweise die Formen des Krusteneisensteins. Im allgemeinen entstehen in grobkörnigen, großporigen Böden, wie Kiesen, grobem Gesteinsgrus, Sanden, also Böden mit geringem Adsorptionsvermögen, Krusteneisensteine in Form von Rinden und Bindemitteln. In tonigen, daher durch hohes Adsorptionsvermögen ausgezeichneten Böden, wächst dagegen die Neigung zur Konkretionsbildung, und in ihnen bilden sich vorzugsweise konkretionäre Bohnerze, Knauern und Knolleneisensteine. Feinporige Gesteine endlich unterliegen meist der Imprägnation. Wasserverlust, Schrumpfung und z. T. Übergang in den kristalloiden Zustand bringen sodann die Entstehung der festen Krusteneisensteine als Gemenge von Brauneisenstein und Psilomelan hervor. Ein wohl in jedem Krusteneisenstein auffindbarer Komplex von wasserhaltiger Tonerde-Kieselsäure wird als Allophanoid gedeutet und ist wohl nur sekundär eingeschlossener, verwitterter Bodenbestandteil. Aus dem ganz gewöhnlichen schaligen und lagenförmigen Bau schließt Verf. auf sich periodisch wiederholende Wachstums- und Verfestigungsvorgänge [ohne sich darüber zu äußern, ob nicht auch Diffusionsvorgänge im Sinne LIESEGANG's wirksam gewesen sein könnten! Ref.] und sieht diese Bedingungen in dem Wechsel der Regen- und Trockenzeit und insbesondere in der Savanne erfüllt. Ja, der Krusteneisenstein kann als eine bezeichnende Oberflächenbildung der Savanne gelten. Wenn nun auch die Savannenbildung zu einem beträchtlichen Teile ein Werk des mit dem Feuer rodenden und jagenden Menschen ist, so kann doch die Krusteneisensteinbildung nicht nur auf den Menschen zurückgeführt werden, da an der Ostseite des Viktoriasees Krusteneisen sich bereits in vormiocäner Zeit bildete, aber im eigentlichen Wald sind doch die klimatischen Extreme, die Verf. für notwendig zur Entstehung des Krusteneisensteins hält und wie sie in der auch als primäre Vegetationsform auftretenden Savanne herrschen, gemildert.

Während Raseneisenstein sich aus dem Grundwasser nahe dessen Spiegel bildet, findet sich der Krusteneisenstein stets über dem Grundwasserspiegel, meist sogar recht beträchtlich über ihm. Was nun das Verhältnis des Krusteneisensteins zum Laterit betrifft, so geht aus den gegebenen Analysen hervor, daß die Verwitterung des im Krusteneisenstein enthaltenen Tonerdekieselsäurekomplexes noch nicht bis zur Lateritbildung, sondern erst bis zum Allophanoid vorgeschritten ist, und Verf. möchte auf Grund der bisherigen Forschungen annehmen, daß in den Tropen der Tonerdekieselsäurekomplex bei der Verwitterung folgende Stadien durchläuft: Vom Allophanoid mit $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ durch das D-Silikat VAN BEMMELEN's mit $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ bis zum Hydrargillit mit einem Gehalt von $\text{O} \longleftrightarrow \text{SiO}_2$.

Nach alledem wäre, wie auch Verf. zum Schluß andeutet, ein Vergleich dieser Krusteneisensteine mit den Lateriteisensteinen sehr wünschens-

wert, zumal mit denen Westaustraliens, die nach ihrem geologischen Auftreten und ihrer von WALTHER angenommenen Bildungsweise gewiß manche Verwandtschaft erkennen lassen. Indessen hält es schwer, hinreichend durchsichtige Schliffe dieser Bildungen herzustellen, ein Grund für das Fehlen eingehenderer bisheriger Untersuchungen.

Wirtschaftlich hat der Krusteneisenstein als Eisenerz keine Bedeutung. Nur lokal wird Verwendung zur Herstellung von Estrich und zur Beschotterung von Fahrwegen in Togo geübt. Doch bedeutet er ein großes Hindernis für den Pflanzenwuchs, und sein Verhalten muß daher bei der Anlage von Pflanzungen sorgfältig beachtet werden. K. Andrée.

C. Apstein: Bodenuntersuchungen in Ost- und Nordsee. (Sitzungsber. d. Gesellsch. naturforsch. Freunde. Berlin 1916. 255—376. Taf. XIII, XIV.)

Bodenuntersuchungen unserer heimischen Meere sind nur vereinzelt ausgeführt, so daß jeder weitere Beitrag in dieser Richtung zu begrüßen ist. Verf. nahm im Jahre 1907 an der Kreuzfahrt des Forschungsdampfers „Poseidon“ von Kiel durch die Ostsee bis zur Linie Dagö—Stockholm und durch Kattegat, Skagerrak und Nordsee bis Stavanger teil und teilt in der vorliegenden Darstellung, besonders von biologischen Gesichtspunkten aus, seine Untersuchungsergebnisse über die Bodenablagerungen mit, über welche SPETHMANN (vgl. dies. Jahrb. 1913. I. -416/17-), soweit sie aus der Ostsee stammen, bereits früher, hauptsächlich vom geologischen Standpunkte aus, berichtet hat. Die Zerlegung der mit dem Schlammstecher und der Bodenzange gewonnenen Proben erfolgte durch Ausleihen unter Wasser. Die Beträge der Hygroskopizität führt Verf. nach KÄPPERS an. Außer Steinen, Graud und Kies unterscheidet Verf. hauptsächlich drei Arten von Sedimenten: 1. Sand, von gelblicher Farbe bis zu 0.05 mm Korngröße herunter und noch feiner. 2. Ton, schokoladen- bis rotbraun, bündig, knetbar und in der Hauptsache aus allerfeinsten Teilchen wasserhaltiger Tonerdesilikate bestehend, durch Eisenverbindungen gefärbt. 3. Mudd, schwarz, nach H_2S riechend, aus den absterbenden Resten von benthonischen Pflanzen und Tieren, sowie von Planktonten sich bildend. Von den Planktonschalen wird ein großer Teil sehr bald zerstört, selbst die zarteren Kieselschalen, wie die von *Chaetoceras* und *Phaeodarien*, und die Zellulosepanzer der Peridineen. Erhalten bleiben dagegen die allergrößten Diatomeen, wie *Coccinodiscen*, von Radiolarien die Nasselarien und Sphaeroideen, ferner die Kalkschalen von Foraminiferen, ebenso die Chitin- und Kalkteile der Krebse, Mollusken und anderer Tiere. Selten sind die drei Sedimentarten rein, in der Regel treten Übergangsglieder auf. Mudd, aus 50 und mehr Prozent Detritus oben genannter Art gebildet, ist reichlicher in der Ostsee vorhanden, in welcher benthonische Pflanzen, die nicht nur für die Ernährung der Bodentiere, sondern auch für die Mudd-Bildung wichtig sind, z. T. große Flächen

einnehmen, während sie in der Nordsee einmal in diesem Maße fehlen; zum anderen aber können ihre Reste in der letzteren sich nicht so leicht absetzen, da Meeres- und Gezeitenströmungen, starke Stürme und Brandung den Absatz verhindern. In der Ostsee wird der Mudd überall in die tiefsten erreichbaren Stellen hineingeschwemmt, so daß er in der Landsorttiefe, die bis 463 m mißt, eine Mächtigkeit bis zu 5 m erreichen soll. Im übrigen gibt eine Kartenskizze die ermittelte Verbreitung der einzelnen unterschiedenen Bodenarten an. Im nördlichen Teile der östlichen Ostsee bis Gotland hin erwies sich der Mudd so reich an den Schalen einer Daphnide (*Bosmina maritima* P. E. MÜLL.), daß Verf. von „*Bosmina-Schlamm*“ sprechen möchte, obwohl nur 2.24 Volumprozent des Sedimentes aus Resten dieses Organismus bestehen. Jedenfalls hat Verf. Recht, wenn er bei dieser Gelegenheit darauf hinweist, daß auch die eupelagischen Ablagerungen, welche man nach den verschiedenen Planktonen zu benennen pflegt, prozentual z. T. nur recht wenig von diesen Resten enthalten, und es verkehrt wäre, die Bilder, welche MURRAY und RENARD, sowie MURRAY-PHILIPPI geben, alle für naturgetreue Abbildungen dieser Ablagerungen zu halten; es sind z. T. wenigstens Abbildungen von Schlamm- oder Siebproben! Alle Planktonproben und Bodenablagerungen aus der östlichen Ostsee enthielten übrigens Pollenkörner von Kiefern, die also durch den Wind weit auf See hinausgetrieben werden. Den *Uvigerina*-Schlamm, den schon GÜMBEL aus der Norwegischen Rinne beschrieben hat, möchte Verf. nur im allgemeinen als Foraminiferenschlamm bezeichnet wissen, da er jene Foraminifere nicht hervortretend fand, sondern besonders *Textularia variabilis*, *Bulimina* u. a. Bezüglich der übrigen Bestandteile der Bodenproben, wie Dauereier, Eihüllen u. dgl., muß das Original eingesehen werden.

K. Andréé.

Lahocinski, Z.: Untersuchungen von bituminösen Gesteinen. (Bergbau u. Hütte. 4. Heft 8. 1918.)

Glatzel, E.: Über einen kristallinen Normaldolomit von der Kneifelspitze bei Berchtesgaden in Bayern. (Centralbl. f. Min. etc. 1919. 289—293.)

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

Erdmannsdörffer, O. H.: Über Schieferung und Schichtung in kristallinen Schiefen. (Centralbl. f. Min. etc. 1918. 183—185.)

Sederholm, J. J.: Faltung und Metamorphose im Grundgebirge und in alpinen Gebieten. (Geol. För. Förh. 41. 249—256. 1919.)

Hezner †, L.: Über manganreiche kristalline Schiefer Indiens. (Dies. Jahrb. 1919. 7—28. 1 Fig. 1919.)

Verwitterung der Gesteine. Bodenkunde.

H. Stremme: Profile tropischer Böden. (Geol. Rundschau. 8. 1917. 80—88.)

Seitdem Verf. im Jahre 1914 Laterit und Terra rossa als illuviale Horizonte humoser Waldböden erklärt hatte, sind ihm eine größere Anzahl tropischer Bodenprofile bekannt geworden, welche er unschwer jener Annahme entsprechend deuten zu können glaubt, und das um so mehr, als das Vorkommen von Humus innerhalb tropischer Waldböden heute außer Frage steht. Wasser, Humus, Luft und Wärme erzeugen in den Tropen wie im gemäßigten Klima einander entsprechende Böden, bei deren Werden die gleichen Gesetzmäßigkeiten in Auslaugung, Abscheidung und Zersetzung in Erscheinung treten. Verschiedenheiten jedoch beruhen auf der veränderlichen Intensität der einzelnen Agentien. „Wie man auch das Problem betrachten mag: für die Annahme der Entstehung des Laterits als Illuvialhorizont humoser Waldböden sprechen alle Beobachtungen, Analysen, Laboratoriumsversuche; gegen die Annahme der Entstehung des Laterits als Oberkrume oder durch Aufsteigen spricht alle bodenkundliche Erfahrung und die richtige Bewertung der chemischen Analysen und einschlägigen Laboratoriumsversuche.“ Das sind die Schlußsätze des Verf.'s. Aber trotz alledem kann man nicht behaupten, das Lateritproblem sei endgültig gelöst. Die übereinstimmenden Ergebnisse von R. LANG und J. WALTHER, daß der Laterit ein Produkt einer vergangenen Zeit ist, lassen sich nicht so leicht beiseite schieben, wenn man auch bedauern muß, daß die hauptsächlichste Stütze, die chemische Analyse, hierbei nicht oder noch nicht genügend verwertet worden ist.

K. Andréé.

H. Fischer: Bodenkundliche Probleme in ihrer Bedeutung für die Geologie. (Geol. Rundschau. 7. 1917. 345—362.)

In der Geologie bricht sich mehr und mehr auf allen Gebieten die Erkenntnis Bahn, daß das volle Verständnis der gegenwärtigen Vorgänge und des gegenseitigen Ineinandergreifens der zurzeit wirksamen Kräfte, wie es die Geographie studiert, für eine richtige Erfassung der paläogeographischen Zustände unerlässlich ist. Auch die Bodenkunde hat Anspruch darauf, vom Paläogeographen und Paläoklimatologen mehr als bisher studiert und zu Rate gezogen zu werden, wobei es schließlich insbesondere auf ein rationelles Studium sedimentpetrographischer Fragen ankommt. Wenn JOH. WALTHER lehrt, daß jede Schichtfläche eines Sedimentgesteines einmal einen Teil einer ehemaligen Lithosphärenoberfläche gebildet hat, so ist es in der Tat eine logische Folgerung, die Art der Bodenbildung jener Zeiten zu ergründen. Vorbedingung dafür ist natürlich, daß die Bodenkunde ihrerseits manche Probleme gründlich klärt, die, wie das Lateritproblem, noch mehr oder weniger im argen liegen. Immerhin

vermag die Bodenkunde dem Geologen schon jetzt manche Früchte zu reichen, und gerne folgt man dem Verf. bei seinen Erörterungen über den Buntsandstein, die bunten Keupermergel und verschiedene tertiäre und diluviale Bildungen (wie Bohnerze, Bauxite, rote Böden im norddeutschen Diluvium und Löß nebst Schwarzerden). **K. Andréé.**

✓ **H. L. F. Meyer:** Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. (Geol. Rundschau. 7. 1916. 193—248.)

Verf. hat sich eine recht dankbare Aufgabe gestellt, wenn er den Versuch unternimmt, die Anzeichen von Verwitterungserscheinungen, welche die geologische Geschichte Deutschlands bietet, auf die Zugehörigkeit zu den verschiedenen Klimazonen zu untersuchen. Er verwertet dabei nicht nur zahlreiche Angaben der bisherigen Literatur, sondern auch manche eigene Beobachtungen, deren eingehendere Behandlung zwar größtenteils noch nicht gedruckt vorliegt oder welche überhaupt noch weiterer Durcharbeitung bedürfen. Es trägt daher ein großer Teil der Ergebnisse einen vorläufigen Charakter; immerhin ist es auch schon von Wert, wenn auf solche Probleme, die einem auf Schritt und Tritt entgegentreten, welche aber vielen einseitigen Stratigraphen fernliegen, immer und immer wieder hingewiesen wird.

Das wechselnde Verhältnis von Niederschlag und Verdunstung ergibt die beiden großen Gegensätze der ariden und humiden Gebiete mit den entsprechenden Verwitterungen. „Das aride Gebiet ist das Ablagerungsgebiet des Festlandes, da keine Ausfuhr der Verwitterungsprodukte in das Meer eintreten kann. Fossile terrestrische Sedimente, die nicht unter besonderen Umständen erhalten sind, sind daher mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit zunächst als aride Gebilde anzusprechen. Das humide Gebiet ist das Abtragungsgebiet des Festlandes. Humide Sedimente treten zurück, da sie immer wieder abgetragen werden. Humide Verwitterungsböden sind in einer Zonenfolge vom Pol bis zum Äquator bekannt. Pol und Äquator sind durch Humusanhäufungen gekennzeichnet [ein Resultat, das schon mehr als schematisch genannt werden muß. Ref.]. Von beiden Gebieten aus nach dem Trockengürtel zu finden sich humusarme und schließlich humusfreie Böden. Tonerdesilikate werden so zerlegt, daß in den Humusgebieten Bildung einer Aluminiumkieselsäure und dann anschließend von wasserhaltigem Aluminiumsilikat und dann, in humusfreien Gebieten, von Aluminiumhydrat stattfindet.“ Diese Verhältnisse sind in einer Tabelle zur Darstellung gebracht, in der freilich noch vieles unsicher ist. Doch folgt nach dem Verf. aus derselben, daß bei einem Weglassen der ariden Zone vom Pol gegen den Äquator die nur durch die Temperatur beeinflusste genetische Reihe rein auftritt: Aluminiumkieselsäure, wasserhaltiges Aluminiumsilikat, Aluminiumhydrat. Theoretisch müßte es, da die Hauptmasse der Sedimentgesteine vorwiegend aus Komponenten besteht, welche Zerstörungsprodukte älterer Gesteine

darstellen, nicht schwierig sein, die zu solcher Gesteinsbildung nötigen Verwitterungsprozesse und die entsprechenden klimatischen Bedingungen zu rekonstruieren. Praktisch ist die Sachlage jedoch keineswegs so einfach, und nur in den seltensten Fällen ist der Transport der Verwitterungsprodukte so gering, daß man Verwitterungsboden und verwendes Gestein nicht mehr unterscheiden kann. Die in der Regel hinzutretenden Transport- und Seigerungsvorgänge, zusammen mit den hierbei weitergehenden oder neu einsetzenden chemischen Umlagerungen, erschweren jene Rekonstruktion außerordentlich; gleichwohl gibt es noch manche Möglichkeiten des Erkennens klimatischer Verhältnisse selbst bei marinen Sedimenten, wofür einige Beispiele angeführt werden.

„Auf Deutschlands fossilen Landoberflächen, die in ihrem Auftreten durch die verschiedene Geschichte von Nord-, Mittel- und Süddeutschland bedingt sind, finden sich auch die entsprechenden fossilen Verwitterungsarten. Die abfallende Temperatur vom Tertiär bis zur Jetztzeit verursacht, wie besonders im Vogelsberg bewiesen wird, entsprechende Bodenbildungen, von denen die präoligocäne Kaolinisierung, die pliocäne Hydraterdebildung, die diluviale Rotlehm- und Schuttbildung die wichtigsten sind. Es sind aber gegen die Jetztzeit noch nicht aufgeklärte Differenzen in der Temperatur vorhanden.“ Kürzere Andeutungen betreffen auch Verwitterungserscheinungen, welche sich aus vortertiären Formationen Deutschlands und anderer Teile Europas ableiten lassen. Hier ist aber sehr Vieles noch problematisch und bedarf eingehenderer Nachforschungen. Die von manchen Autoren gewollte Zurückführung der permisch-triadischen Rotfärbung auf Lateritverwitterung hält Verf. für unbegründet; „alle Anzeichen weisen auf aride Sedimente“. Unter diesen kommt Verf. aber immer wieder auf die „roten Sedimente“ zurück, die sich ja ihrer geotektonischen Lage nach durchweg dadurch auszeichnen, daß sie als ungefaltete Decke ältere Falten in großer Mächtigkeit überlagern. Es ist durchaus einleuchtend: „Nur dann werden sich terrestre Sedimente auf abgetragenen Faltengebirgen in großer Mächtigkeit erhalten, wenn ein solches Gebirge unter ein arides Klima gelangt.“ Hebung größerer Gebiete ist daher die Veranlassung für die Bildung mächtigerer roter Sedimente, während Senkungen unter Bruchbildung nur lokale Bedeutung besitzen. So ergibt sich unter Hinzunahme der Vorgänge, welche aus einer Geosynklinale ein Faltengebirge entstehen lassen, das einfache Schema des Verf.'s:

	Vorgang	Veranlassung
Faltung	Hebung	Senkung
Bruchbildung	Senkung	Hebung

K. Andrée.

Radioaktivität der Gesteine.

- Henrich, F.: Chemie und chemische Technologie radioaktiver Stoffe. 57 Abbild. 1 Übersicht. Berlin 1918.
- Heß, V. F.: Die Fortschritte auf dem Gebiet der atmosphärischen Elektrizität und der Radioaktivität der Erde und Atmosphäre. (Fortschr. d. Chem. 12. 222—246. 1917.)
- Lawson, B. W.: Das Alter der Thoriumminerale. (Wien. Ber. 126. 721—739. 1918.)
- Smeeth, W. F. and W. E. Watson: The radioactivity of archæan rocks from the Mysore state, South India. (Phil. Mag. 25. 206—214. 1918.)
- Krüse, K.: Über Schwankungen des Emanationsgehaltes eines Quellwassers. (Jahrb. Rad. u. Elektr. 14. 352—372. 1917.)
- Perret, H. et A. Jaquerod: Recherches sur la radioactivité des eaux neuchâteloises et seelandaises. (Arch. sc. phys. et nat. 45. 277—297, 336—348, 418—437. 1918.)
- Folmer, H. J. and A. H. Blaauw: Researches into the radioactivity of the lake of Rockanje. (Proc. Amsterdam. 20. 714—735. 1918.)

Regionale Petrographie.

Europa.

Skandinavien.

C. F. Kolderup: Bulandetsog Vaerlandets konglomerat og sandstensfelt. (Bergens Museums Aarbok 1915—1916. Naturvidenskabelig Raekke. No. 8. 26 p. 4 p. engl. 1 Karte. 18 Fig.)

Die Bulandsinseln und Vaerlandsinseln (110 km nördlich von Bergen, westlich vom Vilneffjord und Søndfjord) bestehen z. T. aus stark gepreßtem Diabas (Trap) und Grünschiefern, die die Insel Alden ganz, von der größeren Insel Varoe den nördlichen Teil zusammensetzen, in der Hauptsache aber aus jüngeren Konglomeraten und Sandsteinen, die von dem Diabas und Grünschiefer durch eine Grünsteinbreccie getrennt sind.

Die Diabase und Grünsteine sind von der kaledonischen Faltung betroffen und sind daher wahrscheinlich silurisch, die Konglomerate, die viel Tiefengesteinsgerölle enthalten, und die Sandsteine von wechselnder Korngröße mit Feldspaten in nicht unerheblicher Menge neben vorwiegendem Quarz sind von der Faltung nicht berührt. Auf dem kleinen Inselchen Langholm (Gruppe der Soervaerinseln, südlich von Vaeroe) fand Verf. zahlreiche Pflanzenreste, die NATHORST zur Spezies *Psilophyton* aus dem Formenkreis des älteren Mitteldevon stellt. **Milch.**

C. F. Kolderup: Fjeldbygningen i strøket mellem Sørfjorden og Samnangerfjorden i Bergensfeltet. (Bergens Museums Aarbok 1914—15. No. 8. 255 p. [von diesen 44 eine englische Zusammenfassung der Ergebnisse], 5 Tafeln, unter diesen 2 geol. Karten. 1 Profiltafel, 2 bunte Mikrophotographien, 91 Fig. Bergen 1915.)

Das Werk enthält die Ergebnisse der geologischen Aufnahme des zwischen dem ost-westlich verlaufenden südlichen Teil des Sørfjords im Norden und den nördlichen Armen des Samnangerfjords, des Trengereidfjords und Aadlandsfjords im Süden gelegenen Teils des großen, vom Verf. als Gebiet von Bergen oder Gebiet der Bögen von Bergen bezeichneten Landteiles; außer einer geologischen Spezialkarte des genannten Gebietes im Maßstab 1:25 000 (bunt) enthält es eine Kartenskizze des Gebietes der Bögen von Bergen (p. 10), eine umfassendere geologische Karte der Küstenbögen des westlichen Norwegens vom Fensfjord bis zum Boknefjord und das die ganze Nordgrenze umfassende, durch die dem geschwungenen Südufer des Sørfjords folgende Eisenbahnlinie aufgeschlossene, im Maßstab 1:2000 wiedergegebene Profil, beginnend im Westen westlich von der Station Trengereid und im Nordosten endigend mit der Station Vaksdal.

Das Gebiet von Bergen in der vom Verf. gegebenen Umgrenzung umfaßt die beiden im Bogen verlaufenden Silurzüge, die östlich und westlich in archaischen Gneis eingebettet sind und die durch das an jüngeren Eruptivgesteinen (Labradorit, Mangerit, Saussuritgabbro, jüngere Granite) reiche Gneisgebiet von Ulrikken getrennt werden. Da es noch nicht möglich war, das Alter des Gneises von Ulrikken festzustellen — er kann ebenso der Sparagmitregion des Norwegischen Gebirges entsprechen, wie auch ein zwischen die Silurbögen gepreßter archaischer Gneis sein —, so ließen sich die geotektonischen Verhältnisse des durch die bogenförmige, nach West offene Krümmung der Silurbögen ebenso wie des Ulrikkengneises mit den Eruptiveinlagerungen charakterisierten Bergen-Gebietes noch nicht bestimmen.

Das Kartengebiet wird im wesentlichen eingenommen vom dem nördlichen Teil der südlichen Hälfte des äußeren Bogens und enthält somit die verhältnismäßig am wenigsten metamorphosierten Silurschichten, da der innere Bogen bedeutend stärker umgewandelt ist und da beide Bögen sich nach Norden unter zunehmender Gesteinsumwandlung verschmälern. Die Gesteine sind in N—S oder NW—SO laufenden Zonen angeordnet; den gleichen Richtungen folgen die Bergketten.

Der Westen der Karte, als Guldfeldgebiet zusammengefaßt, wird wesentlich von Saussuritgabbro mit eingelagerten granitischen Gesteinen gebildet; der Saussuritgabbro tritt in einer kaum geschieferten massigen und in einer deutlich bis feinschieferigen Varietät auf, die in Zoisit-Hornblende-Schiefer übergeht. Mächtige und

schmalere Gänge von grauem gneisähnlichem Gestein erweisen sich als gepreßte Granitgänge, bisweilen mit verdichtetem, quarzporphyrähnlichem Salband; bisweilen häufen sich die Gänge so im Saussuritgabbro, daß das Gestein den Eindruck einer Eruptivbreccie macht. Eine ältere Analyse eines solchen schon von K. F. NAUMANN nahe am Gipfel des Gulfeld aufgefundenen Ganges findet sich unter I. Im Søndre Gulbotn (dem südlichen Gulcircus) tritt ein serpentinierter Peridotit auf, der von grobkörnigen Gabbrogängen durchsetzt wird.

Die sich nach Osten anschließende Zone, die durch quer verlaufende Dislokationen mehrfach verworfen ist, besteht wesentlich aus grünen Gneisen, aufgebaut aus Biotit, grünem Glimmer, vielfach in Chlorit übergehend, Epidot, bisweilen monoklinem Pyroxen, verhältnismäßig großen Plagioklaskörnern und Titanit mit unregelmäßigen Quarzgängen und -linsen, bisweilen auch mit Marmorputzen, die gelegentlich Geröllnatur zeigen; an einigen Stellen zeigt das Gestein auch sonst Reste einer Konglomerat-textur und scheint überhaupt dem sog. Chlorit-Sparagmit zu entsprechen.

Es folgt eine schmale Zone von Marmor und Phyllit, auch durch Verwerfungen gestört; daher liegen die Marmorvorkommen nicht in einer geraden Linie, sondern sind gegeneinander verschoben. Die meisten Marmorvorkommen sind durch Graphit dunkel gefärbt, doch treten auch ganz weiße auf; sie sind mineralogisch vielfach nahezu rein (98—99 % Kalkspat) und enthalten außerdem hauptsächlich Quarz, doch nimmt in anderen Varietäten Quarz und Zoisit bis zu bedeutender Menge zu. Die Textur ist gewöhnlich kristallinisch körnig (granoblastisch), bisweilen durch dünne Lagen von glimmerigen Mineralen, begleitet von Epidot und Zoisit, etwas schieferig (schwach lepidoblastisch). Schlecht erhaltene Versteinerungen, besonders *Halysites escharoides* und Arten von *Catophyllum* (nach Prof. KJÆR) weisen auf die Siluretage 5 a. Die begleitenden Phyllite stehen schon an der Grenze gegen Glimmerschiefer und lassen infolge der stärkeren Metamorphose hier nicht mehr Versteinerungen erkennen, obwohl die bekannten, von REUSCH gefundenen Trilobiten von Os weiter südlich aus den entsprechenden, die Marmore begleitenden, aber weniger veränderten Phylliten stammen.

Sodann schließt sich nach Osten eine aus einem stark gepreßten, bunten Konglomerat bestehende breitere Zone an. Als häufige Gerölle finden sich heller plagioklasreicher Granit, Gneise, Quarzite, Marmore, Hornblendeschiefer, Grünschiefer, schieferige Saussuritgabbros und Epidotgesteine; die nicht sehr häufigen Marmore stimmen mit den Gesteinen der Marmor-Phyllit-Zone überein und beweisen somit, daß die Konglomerate jünger als die Siluretage 5 a sind. Die Gerölle sind stark ineinander gepreßt und bisweilen dünn ausgewalzt, so daß die Grenze zwischen den einzelnen Geröllen und zwischen Geröll und Grundmasse undeutlich wird. Durchsetzt wird die Konglomeratzone von einem grauen Granit (früher als grauer Gneis bezeichnet), der sehr stark gepreßt ist und offenbar reich an Plagioklas ist. Daß ein Eruptivgestein vorliegt, beweist sein Auftreten gegenüber dem Konglomerat, das auch dort, wo es an den grauen Granit

stößt, stärker metamorphosiert ist (?). Es folgt nach Osten eine schmale Zone, gebildet von einem Grünschiefer mit einer bläulich-grünen Hornblende als Hauptgemengteil und einem stark gepreßten lichten Granit; an sie schließt sich die den Hauptteil des Kartengebietes einnehmende Zone von Phyllit mit mächtigen Einlagerungen von Gneisen und chloritreichen Gesteinen. Das herrschende Gestein ist ein grauer Phyllit, aufgebaut aus vorwiegend hellen Glimmerblättchen und Quarz, der für sich allein oder mit Glimmer, Feldspat und anderen Mineralen auch in Linsen und Schmitzen auftritt; Granat spielt in manchen Phylliten eine bedeutende Rolle. Der gewöhnliche Phyllit wechsellagert nicht selten mit schieferigen feldspatreichen und Hornblende, bisweilen auch Granat führenden Gesteinen — derartige Vorkommen machen den Eindruck, als ob in den Phyllit hier granitisches Magma, teilweise auch nur Albit eingedrungen wäre, da granatführende Phyllite von granitischen Streifen und Schmitzen durchsetzt oder von Albitsubstanz durchtränkt erscheinen. In anderen Profilen wechsellagern die Phyllite mit teilweise konglomeratischen Chloritschiefern, schieferigem Saussuritdiabas und stark metamorphosierten Tuffen von entsprechender Zusammensetzung. In ihrem östlichen Teil enthält die Phyllitzone mächtige Gneiseinlagerungen; die chemische Zusammensetzung des plagioklasreichen Vorkommens von Aldal (Anal. IV) weist auf einen Orthogneis, ebenso die Analyse V des offenbar aus einem porphyrischen Gestein entstandenen Augengneises von der Halbinsel Haukenes.

Die Phyllitzone enthält ferner gewöhnlich in der herrschenden N—S-Richtung langgestreckte Einlagerungen von Serpentin, Serpentin-Talk-Schiefer (soapstone), Talkschiefer und grobkörnigem Magnesit, die ausführlich beschrieben werden und deren Struktur durch zahlreiche Abbildungen mikroskopischer Bilder, unter anderem auch durch zwei bunte Tafeln erläutert werden. Die Gesteine sind sämtlich aus Peridotit entstanden, da sich als Reste primärer Bestandteile fast ausschließlich Olivin, sonst nur Chromit und Magnetit und nur in einem Fall etwas Diallag gefunden hat. Verf. betrachtet die Serpentinesteine nicht als Verwitterungsprodukte des Peridotit, sondern als Ergebnisse dynamometamorpher Umwandlung, und sieht im Talk und Magnesit Umwandlungen des Serpentin (nicht des Olivins) durch Kohlensäure. Analyse VI zeigt die Zusammensetzung eines massigen Serpentin mit zahlreichen Olivinresten von einem Hügel östlich von Haga, Analyse VII die eines Serpentin-Talkschiefers (soapstone, veksten) von der Straße zwischen Hisdal und Aadland.

Weiter nach Osten folgt eine schmale Zone eines schieferigen Saussurit-Diabases und sodann das Anorthosit-(Labradorfels-)Gebiet von Storenut, die beide hauptsächlich längs der oben erwähnten Bahnlinie studiert wurden. Labradorfels wiegt vor, doch kommen auch, ebenso wie im Egersundgebiet, mit ihm zusammen Mangerite, Birkemite, Norite und Gabbros vor. Im allgemeinen ist der Labradorfels verhältnismäßig reich an farbigen Komponenten, so daß er

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO ₂	75,81	71,72	72,72	76,52	70,80	38,84	37,15
TiO ₂	—	0,31	0,20	0,10	0,20	—	—
Al ₂ O ₃	12,33	12,49	15,45	11,00	16,09	0,60	0,94
Fe ²⁺ O ₃	3,78	2,22	2,89	1,75	2,67	4,76	3,96
FeO		1,21	0,40	1,68	0,28	3,01	2,97
MnO	—	Sp.	Sp.	—	Sp.	—	—
MgO	0,09	1,15	0,08	0,36	0,50	44,52	37,27
CaO	2,74	3,33	2,50	1,70	1,17	Sp.	2,01
Na ₂ O	3,98	3,89	4,85	5,14	4,42	0,71	0,40
K ₂ O	0,97	1,22	0,57	1,20	3,11	0,21	0,16
H ₂ O (unter 110°)	—	0,23	H ₂ O 0,14	0,29	0,72	Cr ²⁺ O ³ 0,35	0,49
Glühverlust	0,65	1,93	—	—	P ²⁺ O ³ Sp.	8,12	15,11
Sa.	100,35	99,70	99,80	99,74	99,96	101,12	100,46
Analytiker		L. HEZNER	P. R. SOLLIED		P. R. SOLLIED	P. R. SOLLIED	P. R. SOLLIED

I. Granitgang, Gipfel des Gulfeld (ältere Analyse nach HORTDAHL und IRGENS).

II. Gneis (Orthogneis? Granodioriten nahestehend). Aufschluß der Bahn westlich von Trengereid.

III. Gneis (Orthogneis, gangförmig, Granodiorit nahestehend). Aufschluß der Bahn westlich von Trengereid.

IV. Gneis, Einlagerung in der Phyllitzone (Orthogneis). Aldal.

V. Augengneis (Orthogneis, vielleicht aus Granitporphyr entstanden). Vaagen, Halbinsel Haukenes.

VI. Serpentin, massig, dunkelgrün, mit zahlreichen Olivinresten, Hügel östlich von Haga.

VII. Serpentin-Talkschiefer. Straße zwischen Hisdal und Aadland.

an der Grenze gegen Norite und Gabbros steht; er enthält basische Ausscheidungen von Pyroxen und Erz, auch granatreiche Ausscheidungen treten auf. Stellenweise findet sich Granat auch im Labradorfels wie auch in Noriten. Die mittel-feinkörnigen Mangerite enthalten rhombischen und monoklinen Pyroxen; mit ihnen zusammen kommen poikilitisch struierte Pyroxenite vor; die Birkremite bestehen vorwiegend aus Mikroperthit (spez. Gew. um 2,6) mit etwas Pyroxen und Hornblende und Quarz. Ein Teil dieser Gebilde ist möglicherweise etwas jünger als der herrschende Anorthosit.

Jüngere, nicht mächtige Gänge, teils von diabasischem, teils von granitischem Charakter (mit viel Plagioklas, offenbar genetisch in Beziehung stehend zu dem grauen Granit) sind sämtlich durch Druck verändert, müssen mithin vor Abschluß der Faltung eingedrungen sein.

Der nordöstlichste Teil der Karte, das Gebiet von Vaksdal, wird in ausgesprochener Schuppenstruktur von archaischem Gneis mit eingelagerten Phyllitonen gebildet.

Den geologischen Bau des Gebietes und mithin des ganzen äußeren Bogens, von dem es einen Teil darstellt, erklärt Verf. durch die Annahme von Süden nach Norden an Mächtigkeit abnehmender und schließlich auskeilender, geneigter Falten silurischer, in die archaischen Gneise eingefalteter Gesteine, die bis zu einem nahezu horizontalen Niveau abgetragen wurden; die starke Faltung hat offenbar den sehr verschiedenen Gesteinszonen einen nahezu parallelen Verlauf aufgezwungen. Die Gesteine tragen in dem untersuchten Gebiet sämtlich die Anzeichen einer Metamorphose durch starken gerichteten Druck, klastische Phänomene wie die Natur der Neubildungen weisen auf Umgestaltung in der oberen Zone der Erdrinde. Ein Vergleich der beiden Bögen von Bergen führt Verf. im Gegensatz zu REUSCH zu der Auffassung, daß das Material beider Bögen annähernd gleiche Silurgesteine waren, und daß die scheinbar abweichende Zusammensetzung nur auf einer dem Grade nach stärkeren, der Art aber gleichen Metamorphose des inneren gegenüber dem äußeren Bogen beruht, entsprechend dem Unterschied, den die stärker umgewandelten nördlichen Teile des äußeren Bogens gegenüber den schwächer veränderten südlichen Gebieten des gleichen Bogens aufweisen.

Zahlreiche sehr gute und ungewöhnlich große Abbildungen erläutern die Struktur und Textur der beschriebenen Gesteine.

Analysen siehe auf p. - 163 -.

Milch.

Deutsches Reich.

G. Berg: Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. 63. 188 p. 3 Taf. 1 geol. Übersichtskarte. 9 Fig. Berlin 1912.)

Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges setzen einen auch geographisch bis zu einem gewissen Grade eine Einheit

bildenden nordsüdlich verlaufenden Gebirgsquerriegel zusammen, dessen Nordteil der Landeshuter Kamm bildet, und dessen Südteil sich in zwei Teile gabelt, einerseits den Kolbenkamm und das Rehorngebirge mit gleichfalls nordsüdlichem Verlauf, andererseits den nordöstlich streichenden Forstkamm und Riesenkamm, den sog. Schmiedeberger Kamm, der von dem ostwestlich streichenden Hauptkamm des Riesengebirges an der Schneekoppe abgeht und sich bei den Grenzbauden an den Kolbenkamm anschart. Die kristallinen Schiefer legen sich gewöhnlich mantelförmig an den westlich angrenzenden Zentralgranit des Riesengebirges an, im Osten werden sie ungleichförmig von Culm überlagert; im Norden werden sie ebenso wie der Granit von der innersudetischen Hauptverwerfung abgeschnitten und grenzen an die Grünschiefer des Bober—Katzbach-Gebirges. Den liegenden (westlichen) Teil setzen hauptsächlich Glimmerschiefer, den hangenden (östlichen) Amphibolite zusammen; im Glimmerschiefergebiet spielen Intrusionen von Orthoklas-Biotit-Gneisen, den Schmiedeberger Gneisen, im Amphibolitgebiet solche von Plagioklas-Hornblende-Gneisen, den Petzelsdorfer Gneisen, eine bedeutende Rolle; alle diese Gneise sind Orthogneise. Das Streichen der Schichten verläuft im allgemeinen NO—SW oder NNO—SSW, kleine örtliche Abweichungen lassen sich meistens auf Querverwerfungen zurückführen, deren Zahl im Norden mit der Annäherung an die innersudetische Hauptverwerfung wächst; an der Hauptverwerfung tritt eine überaus starke Zerteilung des Gesteins durch Parallelklüfte ein. Streichende Verwerfungen kommen offenbar nur dadurch selten zur Beobachtung, daß sie sich nicht von den natürlichen Schichtgrenzen unterscheiden lassen. Die Intrusivlager des Gneises erscheinen meist konkordant zwischen den Schiefen und geben sich kartographisch gewöhnlich nur durch ihr schnelles Auskeilen als Injektionen zu erkennen; ein guter Aufschluß, in dem Gneis den Amphibolit durchsetzt und durch querlaufende Grenzflächen stumpf abgeschnitten wird, wird vom Harteberg in einem Bahneinschnitt (zwischen Haselbach und Dittersbach) beschrieben und abgebildet.

A. Gruppe des Glimmerschiefers. Glimmerschiefer bilden ein zusammenhängendes, wohl über 1000 m mächtiges System von sehr verschiedenem Kristallinitätsgrad, der, von der Kontaktwirkung des Riesengebirgs-Granits abgesehen, auf der Beschaffenheit des Ausgangsmaterials, Kontaktwirkung der Orthogneis-Injektionen und auf verschieden starker Druckwirkung (im Süden schwächer als im Norden) beruht. Neben herrschendem normalen Glimmerschiefer (Quarz, Muscovit, etwas Kalifeldspat und etwas Biotit) findet sich in der Nähe der Forstbauden eine wohl auf Kontaktmetamorphose zurückführende Abart mit Biotit-Porphyrblasten. Auf Gebiete starker Wechsellagerung mit Orthogneisen beschränkt und daher wohl auf deren kontaktmetamorphe Einwirkung zurückzuführen sind die stets grobschuppigen Granatglimmerschiefer (Umgebung des Riesenkammes und Forstkammes), die neben mikroskopischem Granat in

kugelrunden Körnern makroskopisch bis walnußgroße Granathombendodekaeder enthalten; diese sind in hohem Maße von scharfeckigen Quarzsplittern durchsetzt, offenbar durch metasomatische Verdrängung des Muscovits (und eventuell des Kalifeldspats) entstanden und umschließen die ungestört in Reihen angeordneten Quarzkörnchen als unversehrten Rest des Ausgangsgesteins. Analyse I gibt die Zusammensetzung eines Granatglimmerschiefers von den obersten Häusern von Arnberg. Feldspatreichere Glimmerschiefer bilden keine selbständigen Komplexe; bisweilen enthalten sie kleine Granitgeröllchen, entsprechend den als Culmgeröll gefundenen Glimmerschiefern und Paragneisen mit runden oder augenförmigen Geröllen von Granit.

Feldspatglimmerschiefer, feinschuppig, sericitreich, am Osthang des Kolbenkammes in ziemlich mächtigen Lagen, zeigen im Querbruch dicht aneinander gepackte Feldspäte, die auf dem Längsbruch als kleine Knötchen erscheinen; u. d. M. sind sie von feinem Magnetitstaub in linearer Anordnung durchsetzt und erweisen sich „als ältere, durch weitergehende Gleitbewegungen zur Augenform degradierte Porphyroblasten“. Analyse II gibt die Zusammensetzung eines derartigen SiO_2 -reichen Gesteins von der Glocke. Mit diesem Gestein zusammen findet sich ein gleichfalls als ursprünglich sedimentär angesprochener Muscovitgneis, der nach seiner weiten Verbreitung in der Umgegend des (böhmischen) Ortes Kleinaupa als Kleinaupaer Gneis bezeichnet wird. Kleine Amphibolitlinsen, wohl aus Eruptivmaterial entstanden, finden sich an sehr verschiedenen Stellen in den liegenden Teilen des Glimmerschiefers; Kalksilikatgesteine in feinkörnigen bis dichten hellgrauen, oft weitläufig durch Glimmerflatschen gefaserten Massen, bestehen zum größten Teil aus farblosem Diopsid in kryptokristallinen Massen mit wenig Quarz und Albit und gehen sekundär in Epidot-Sericit-Gesteine über, die offenbar durch Streß aus den durch chemische Umsetzung unter allseitigem, aber nicht sehr hohen Druck entstandenen Diopsidgesteinen hervorgegangen sind, während sie andererseits primär mit hochmetamorphen Feldspatamphiboliten, den Diopsidamphiboliten, verknüpft sind. Kalksteine bilden einen langen fortlaufenden Linsenzug, beginnend mit den Marmorbrüchen des Röhrberges bei Wüsteröhrsdorf, der sich über die Rothenzechauer Grube und den Schmiedeberger Paß fortsetzt und sich bei Böhmisches-Albendorf zu einem fortlaufenden Lager zusammenschließt. Von Nord nach Süd zeigt sowohl die Dolomitbildung wie die Silikatbildung eine beständige Abnahme: der Rothenzechauer Marmor ist reiner Dolomitmarmor mit 7,64 Rückstand, südlich von Albendorf besteht der Kalk von Hohenelbe aus 98 % CaCO_3 , 1 % MgCO_3 , 1 % Rückstand. Ophicalcite sind häufig, unter den Silikaten wiegt Diopsid vor. Durch Zurücktretten des Glimmers gehen die Schiefer in Quarzitschiefer über, die bisweilen durch Granatgehalt äußerlich Granuliten ähnlich werden; in ganz schmalen, höchstens $\frac{1}{4}$ m starken Lagen finden sich Graphitquarzite.

Über die Gesteine der Schmiedeberger Erzformation, die in das Glimmerschiefersystem gehört, vgl. dies. Jahrb. 1905. I. -250-.

Die Feldspatamphibolite der Glimmerschieferserie schließen sich petrographisch näher an die hangende Gruppe des Amphibolits, über die unter B berichtet wird, als an die Glimmerschiefer, in denen sie Einlagerungen bilden, und werden daher als vereinzelte Vorläufer der gewaltigen diabasischen Eruptionen betrachtet, aus denen die Hangendserie hervorgegangen ist; sie sind wohl teils aus Diabasen, teils aus Diabastuffen entstanden. Die normalen kalkarmen oder kalkfreien Feldspatamphibolite (Analyse III vom Ausgespann) enthalten rundliche Albitkörner und teilweise auch wohl sekundär ausgeschiedene Quarzkörner in einer grünen Chloritmasse, teils rein, teils reichlich Hornblende und Epidot führend; die Hornblenden zeigen nach c eine auffallend bläulichgrüne Achsenfarbe (Glaukophanuralit) und durchspießen oft die Albitkörner. Die kalkreichen Feldspatamphibolite, besonders im südlichen Teil verbreitet, enthalten auch runde Albite in einer meist hornblende- und epidotarmen Chloritmasse in schmalen Blättern, zwischen denen sich Kalkspat in linsenförmigen Massen angesiedelt hat; Analyse IV zeigt die Zusammensetzung eines extrem kalkspatreichen Chloritschiefers von einem Steinbruch am Blattrand Schmiedeberg dicht westlich der Landesgrenze. In vereinzelt auftretenden sericitischen Feldspatchloritschiefen enthalten die Feldspatauge streifenweise Magnetit eingestreut; diese Streifen liegen aber weder der Schieferung parallel, noch sind sie in allen Feldspaten gleichgerichtet, so daß Verf. zur Erklärung eine Drehung der Feldspate „beim späteren Auswalzungsprozeß zwischen den Sericitfasern wie zwischen Nudelhölzern“ annimmt. Im nördlichen Teil des Gebietes, bei Kupferberg, treten als streichende Fortsetzung der Feldspatamphibolite Diopsidamphibolite auf, harte, bläulichgrüne Gesteine („Blauwacke“ der Kupferberger Bergleute), vielleicht eine kontaktmetamorphe Fazies der ersteren. Die dunkelgrüne Hauptmasse besteht aus Feldspat (Albit) und Hornblende, hellere grünlichweiße Schlieren aus Feldspat und Diopsid, doch findet sich Diopsid auch im Hornblendefilz. Analyse V gibt die Zusammensetzung eines an weißlichen Schlieren sehr armen Vorkommens vom Kunstgraben bei Adlersruh (Kupferberg).

B. Gruppe des Amphibolites. Amphibolite im engeren Sinne, dunkelgrüne Gesteine im Hangenden des Glimmerschiefers, sind in typischer Entwicklung dunkelgraugrüne feinkörnige Gesteine von u. d. M. diabasähnlicher Struktur: große Labradorite erscheinen wie zerhackt durch idiomorphe grüne Hornblende — die Gesteine könnten als Epidiabase bezeichnet werden. Auf diese Gesteine beziehen sich die Analysen VI und VII von den Steinbrüchen am Glashügel bei Dittersbach (Schmiedeberg) und am Vogelsberg bei Haselbach (Schmiedeberg). Andere Amphibolite weisen durch ihren Reichtum an Hornblende auf eine Entstehung aus Pyroxenit-Diabasen, wieder andere auf Mandelsteindiabase und (besonders in den Culmgeröllen erhalten) auf Diabasporphyrite als Ausgangsmaterial (mit in Zoisitaggregate umgewandelten Plagioklas-Einsprenglingen in einer Albit-Uralit-Grundmasse). Dichte Amphibolite auf Blatt Kupferberg mit feinerem Korn und besser

entwickelter Schieferung enthalten in der Grundmasse sekundären Quarz in größerer Menge und sind reicher an Chlorit. Die gleichen Amphibolit-Varietäten finden sich auch in dem östlichen Teil des Schiefergebirges in Wechsellagerung mit Graniten und Gneisen. Quarz amphibolite sind feinkörnig, kurzflaserig, ziemlich dunkelgrün — Hornblende und Chlorit ungeschmiegen Feldspäte und Quarzester; die chemische Zusammensetzung eines verhältnismäßig basischen Gesteins vom Beckengrunde bei Klette (Schmiedeberg) gibt Analyse VIII. Mit ihnen zusammen treten chloritische Gesteine mit phyllitartiger Schieferung und gleichlaufender Bänderung auf, wahrscheinlich Sedimente, aber stofflich den Ortho-Amphiboliten sehr nahestehend und kartographisch von ihnen nicht zu trennen. Als Einlagerungen im Amphibolit finden sich bis 20 cm starke Biotitschiefer, aufgebaut aus einer Grundmasse von Quarzkörnchen und unverzwilligtem Feldspat mit sehr zahlreichen braunen Biotitblättchen, die augenförmige Orthoklase und Plagioklase ungeschmiegen, vielleicht aus abweichenden Schlieren im Diabas entstanden; durch Übergänge sind sie mit Porphyroiden verbunden, die aus Porphyrit entstanden sind, grünlichgrauen bis grünlichen, sehr fein eben schieferigen Gesteinen, die als Einlagerungen in den östlichen Quarz amphiboliten und Quarzchloritgesteinen auftreten, echten Albitporphyriten, wie Analyse IX (Südfuß des Stenzelberges) zeigt. In einer aus leistenförmigen Plagioklasen und Quarz bestehenden Grundmasse liegen streng idiomorpher Albit, wenig Kalifeldspat, gerundete Quarzeinsprenglinge; häufiger sind stärker geschieferte, etwas granulitähnlich aussehende Varietäten, bei noch stärkerer Schieferung entstehen langfaserige Gebilde mit massenhaften Flaserungshäuten, augenförmigen Feldspatresten und Quarzsplittern, und schließlich solche, die Quarz und Feldspat nur noch in feinen langgezogenen Schmitzen enthalten.

Als dichte Quarzchloritgesteine werden räumlich eng verbundene und petrographisch sehr ähnliche, ihrem Ursprungsmaterial nach aber wohl verschiedene Gesteine zusammengefaßt, teils Endprodukte der Aufspaltung eines diabasischen Gesteins in Albit, Epidot, Quarz einerseits, Chlorit und Epidot andererseits, teils Umwandlungen von Diabastuffen, Schalsteinen, oder schließlich rein sedimentäre Gebilde; auch stärkste metamorphe Porphyroide verbergen sich unter ihnen. Von der verschiedenen chemischen Zusammensetzung geben die Analysen X von Prittwitzdorf und XI von Wüsteröhrsdorf Kunde. Äußerlich ähnlich ist das Umwandlungsprodukt des normalen Amphibolits an der Grenze gegen Gneis im Bahneinschnitt am Harteberg, der als verquarzter Amphibolit bezeichnet und durch Einwirkung des sehr sauren und relativ natronreichen Eruptivmagmas verändert aufgefaßt wird (Anal. XII). An die basischeren unter den dichten Quarzchloritgesteinen schließen sich die bisweilen phyllitähnlichen Chloritschiefer östlich vom Scharlachberge und von Rohnau; die erzführenden Schiefer der Rohnauer Lagerstätten sind mehr sericitisch als chloritisch (aber nicht Talkschiefer, wie bisweilen angegeben wird). Die Chloritgneise (oder flaserigen Quarzchloritgesteine) im Norden des Blattes Schmiedeberg und im Süden des Blattes Kupferberg sind

deutlich kataklastisch und aus ziemlich grobkörnigem, offenbar sedimentärem Material entstanden (Analyse XIII von Wüsteröhrsdorf); es lassen sich epidotische und sericitische Varietäten unterscheiden. Zoisitamphibolite, räumlich oft an die Grenze von Gneis und Amphibolit gebunden, werden als exogenes Kontaktprodukt des Orthogneises, und zwar als ein druckmetamorph verändertes, durch Einschmelzung entstandenes Mischgestein angesprochen: „Der Amphibolit ist im Kontakt mit dem Granit geschmolzen und durch Diffusion bildete sich eine Übergangszone, in der nach der einen Seite hin der granitische, nach der anderen der amphibolitische Magmateil mehr zunimmt. Das Urgestein des Zoisitamphibolites mußte also ein in Tiefengesteinsform erstarrtes Einschmelzungsprodukt des Diabases, der ja das Urgestein des Amphibolites ist, sein, also ein dem Gabbro nahestehendes Gestein.“ Die chemische Zusammensetzung geben die Analysen XIV (Alte Poststraße südöstlich vom Ausgespann) und XV (Westabhang des Saalhügels) an; die Gesteine enthalten in einem äußerst feinschuppigen Filz von Zoisit und Hornblendesäulchen, der von Albitsubstanz durchtränkt ist, Hornblendekristalle in linsenförmig abgequetschten Formen; die Hornblendelinsen von Hanfkorngröße enthalten Augitreste, die blasse schilfige Hornblende steht dem Augit kristallographisch parallel und hat auch seine Zwillingsbildung übernommen.

C. Gruppe der Schmiedeberger Gneise. Nach dem Grade der Schieferung besteht die Gruppe der Schmiedeberger Gneise aus granitisch-körnigen Gesteinen, den Granitgneisen, aus Augengneis und Lagengneis, zu denen sich ein rein primär gestrecktes, als Schlierengneis bezeichnetes Gestein gesellt; Konstitutionsfazies sind eine besonders quarzreiche Varietät, der Blauquarzgneis, und der besonders feldspatreiche Feldspatgneis. Sämtliche Gesteine werden auf ein altes, den Glimmerschiefer durchsetzendes Granitgestein zurückgeführt, so daß für das östliche Riesengebirge die Verhältnisse der RIMANN'schen Auffassung der Isergebirgsgneise (dies. Jahrb. 1913. II. -55—56-) und nicht der älteren G. ROSE'schen entsprechen, der nur die granitisch-körnigen Teile als Intrusivgesteine betrachtete, während er die Augen- und Lagengneise als archaische Sedimente ansprach.

Die Granitgneise sind meist grobkörnige Granite mit viel großen Feldspäten (oft 2—3 cm breit und 4—5 cm lang, viel saurer Oligoklas), wenig Quarz und kleinen Nestern von feinschuppigem Biotit mit etwas Muscovit; der Quarz ist gewöhnlich in ein Mosaik kleiner Bruchstücke zerbrochen, die fast gleichzeitig auslöschten, „jedoch so, daß die einen noch etwas hell sind, während andere schon völlig schwarz erscheinen“ („Parkettquarze“). „Aus den Parkettquarzen gehen daher undulöse auslöschende Quarze hervor, wenn die einzelnen Teilchen des Mosaiks submikroskopisch sind“ (doch würde Ref. nicht daraus folgern, daß alle undulösen Quarze auf entsprechende Vorgänge zurückzuführen sind). Feinkörnige Abarten sind selten, grobkörnige Granite mit Mörtelstruktur vermitteln den Übergang zu kataklastischen Augengneisen.

Die im Schmiedeberger Granitgebiet verbreitetsten Augengneise sind mit den stärker geschieferten Lagengneisen sowohl durch Übergänge wie durch Wechsellagerung innig verbunden; im gleichen Aufschluß findet man mehrfachen Wechsel zwischen Gesteinen mit faustgroßen Feldspatungen und solchen mit Quarz-Feldspat-Lagen von höchstens 2—3 mm Stärke. Analyse XVI gibt die Zusammensetzung eines typischen flaserigen Augengneises von Arnberg. Alle Augengneise zeigen starke Kataklyse, aber stets von Neubildungen begleitet und durch sie gelegentlich verschleiert; neugebildeter Quarz in langen Schmitzen parallel der Schieferung, Umwandlung von Sericitstrahlen in Fasern von Muscovit, Ausscheidung von braunem Biotit in Tafeln, während der primäre Biotit olivgrün ist; am schwersten scheint Regeneration der Feldspate einzutreten. Ein sehr beachtender Übergangsteil ist Turmalin in linsenförmigen Massen mit feinkörnigem Orthoklas verwachsen und als Nadelchen in unverletzten Feldspatungen; da er vielfach zerbrochen und zur Linsenform abgequetscht ist, beweist er als jüngste Bildung des Granits (in pneumatolytischer Phase), daß Kataklyse des Gesteins und nicht etwa Protoklyse vorliegt. Die meisten Augengneise sind wohl aus feinkörnigem, aber gleichkörnigem Granit entstanden; einige Vorkommen mit ganz vereinzelt Feldspatungen in sehr feinkörniger Hauptmasse weisen auf primär porphyrisch struierte Gesteine. Die Lagengneise sind die extremsten Abarten der Augengneise; Analyse XVII gibt die Zusammensetzung eines sehr langflaserigen, glimmerarmen Gesteins von der Bergfreiheitgrube. Für eine besondere Abart der Lagengneise, die Schlierengneise, feinkörnige, hellbraune bis hellrötliche glimmerarme Gesteine aus etwa 2 mm starken Lagen von vorwiegendem Quarz (mit etwas mehr Glimmer) und von vorwiegendem Feldspat (mit nur wenig Glimmer) aufgebaut und gekennzeichnet durch Fehlen oder mindestens sehr starkes Zurücktretzen der Spaltbarkeit nach der sonst deutlichen Schieferung, denkt Verf. an eine primäre Fluidalstruktur, da Druckerscheinungen vollkommen fehlen und das Gefüge nicht ausgesprochen blastisch ist.

Die Blauquarzgneise bestehen fast bis zur Hälfte aus Quarz, dessen ausgesprochen blaue Farbe eine Farbe trüber Medien ist, bedingt durch zahllose Flüssigkeitseinschlüsse; auch dieser Orthogneis zeigt die verschiedenen sekundären Texturen, doch kommt es nicht zur Bildung echter Augengneise, da nur der Quarz augenbildend auftritt (Umgegend von Arnberg). Die Feldspatgneise, im Gebiet der Forstbauden weit verbreitet, sind gekennzeichnet durch gänzliches Zurücktretzen des Biotits und geringe Beteiligung des Quarzes, so daß sie als Rohmaterial zur Porzellanfabrikation dienen (Westabhang des Forstlangwassertales). Schieferung ist meist nicht deutlich, Kataklyse u. d. M. reichlich vorhanden.

D. Gruppe des Petzelsdorfer Gneises. Hornblendegneise umfassen die basischeren und meist auch weniger gestreckten Teile des östlichen Gneisgebietes; zu ihnen gehören besonders die mittleren Teile der Intrusion, während an den Rändern sich eine stärker flaserige und meist auch quarzreichere Gesteinspartie hinzieht (im südlichsten Teil, bei

Oppau nur örtlich entwickelt, fehlt auch mehrfach im nördlichen Teil, ebenso in der weiter östlich gelegenen, mit den angrenzenden Amphiboliten durch starke Wechsellagerung verbundenen Gneispartie). Nach dem Aussehen werden drei Arten unterschieden, eine grobkörnige mit rötlichen Feldspaten vom Habitus eines grobkörnigen Syenites, eine kleinkörnige mit weißen Feldspaten, die an kleinkörnigen Diorit erinnert, und eine dritte Art mit saussuritischen grünlichen Feldspäten und etwas ophitischer Struktur mit dem Aussehen eines graugrünen saussuritischen Quarzdiabases; alle bestehen aus Plagioklas, Hornblende und wechselnden Mengen von Quarz. Ein besonders basisches Gestein von der Friedenshöhe bei Petzelsdorf (Anal. XVIII) erklärt Verf. durch die Annahme, das ursprünglich viel saurere Orthogneismagma habe große Mengen von Amphibolitmaterial absorbiert; viel saurer ist ein körniger Hornblendegneis vom Aussehen eines saussuritisierten Quarzdiabases nördlich von Klette (Blatt Schmiedeberg, Anal. XIX), dessen Feldspat jedoch vielfach aus sekundärem Albit (neben basischem Plagioklas) besteht und das auch erhebliche Mengen von sekundärem Quarz enthält. Die syenitähnlichen Gesteine enthalten blauen Quarz mit starken Zerbrechungserscheinungen, durch Zoisit und Epidot getrübbten Plagioklas, idiomorphe Hornblende mit dunklerem Kern, selten rosa gefärbten Granat. In stärker gestreckten Varietäten ist die primäre Hornblende in „Glaukophanuralit“ umgewandelt und texturell vorwiegend als Auge entwickelt, Quarz stark zerbrochen, Feldspat nur als neugebildeter Albit vorhanden; gelegentlich ist neben der aus Sericit und Zoisit (mit Epidot) bestehenden Gleitfaser auch hellgelbbrauner Biotit entwickelt. Die dioritischen feinkörnigen Hornblendegneise gleichen einem gepreßten quarzarmen Diorit; in gestreckten Abarten ist mehr Quarz und sehr reichlich Zoisit vorhanden. Die diabasähnlichen Varietäten bilden die weitaus größte Gruppe der Hornblendegneise; sie sind stets chemisch stark umgesetzt, auch wenn Zeichen der Schieferung fehlen, doch sind auch in den massivsten starke Zerbrechungserscheinungen weit verbreitet. In stärker geschieferten Varietäten tritt an Stelle der Hornblende Chlorit und Epidot, neben dem basischen Plagioklas findet sich Albit, Quarz ist reichlich, Zoisit nur untergeordnet vorhanden. Die extremsten chemischen Umwandlungen sind Quarzalbitgesteine (westlich von Oppau und Hermsdorf), schmutziggraue bis braune hornsteinartige dichte Massen; das Gestein besteht aus Quarz und Albit mit zahlreichen Epidotkörnchen, Titanit und kleinen Chloritfetzchen. Der Gebirgsdruck genügte nicht zur Erzeugung von Schieferung, doch sind die Quarze undulös und vielfach zersplittert.

Die Flasergneise sind saure, stärker gestreckte Hornblendegneise; ihrer chemischen Zusammensetzung nach schließen sie sich, wie die Analysen XX und XXI (Bahneinschnitt am Harteberg und Nordfuß des Büttnerberges, Bl. Schmiedeberg) zeigen, an die saureren Hornblendegneise an; die Mehrzahl zeigt grobe Flaserung durch Chloritfasern, starke Mörtelstruktur und blaue Quarze, bei den vollkommen gestreckten bildet die kleinsplittige Grundmasse den Hauptteil des Gesteins.

Die als Injektionsgneise bezeichneten, in dünnen Lagen mit den Amphiboliten wechsellagernden Gesteine sind zum größten Teil sehr wenig gestreckt, grob- bis mittelkörnige „Granite“ (wie Verf. diese Gesteine ebenso wie das Ausgangsmaterial der Flasergneise trotz des weitaus überwiegenden Plagioklases nennt), durchsetzt von kreuz und quer verlaufenden chloritischen Gleitfasern; bei stärker gestreckten Abarten bestehen die parallelen Gleitzonen vorwiegend aus fein zerriebenem Feldspat und Quarz.

Ein Muscovitgneis tritt im äußersten Osten auf; auch er ist ein Orthogneis, langfaserige feldspatreiche Gneise mit viel Oligoklasalit, der neben Zwillingsbildung nach Albit- und Periklingesetz auch solche nach dem Bavenoer Gesetz erkennen läßt.

E. Kontaktgesteine des Riesengebirgischen Zentralgranits.

Die Kontaktwirkung des Zentralgranites auf Glimmerschiefer ist an allen Grenzen deutlich, eine solche auf Gneis nur in seltenen Fällen nachweisbar.

Der Glimmerschiefer ist in drei Gebieten deutlich kontaktmetamorph, nördlich und südlich vom Ochsenkopf (nördlich von Wüsteröhrsdorf), bei Oberschmiedeberg und vom Eulengrund bis zur Schneekoppe; die Kontaktgebilde sind Biotithornfelse, cordieritführende Biotithornfelse, andalusitführende Biotithornfelse und biotitfreie Andalusit-Glimmerschiefer; selten sind Fleckschiefer und Fleckhornfelse, deren dunkle Flecken durch Andalusit hervorgerufen werden. Die Einwirkung dringt am Ochsenkopf 300—400 m in das Gestein; das Auftreten von Garbenschiefer in weiterer Entfernung vom Granit bei Adlersruh südlich von Kupferberg ist eine Folge von Verwerfungen, die eine horstartige Glimmerschieferscholle herausgeschoben haben, und beweist ein weiteres Vordringen des Granits in der Tiefe nach Osten. Die meist faserigen Andalusit- und Cordieritgesteine des Ochsenkopfes sind früher als Cordieritgneise beschrieben worden. Im Gebiet von Oberschmiedeberg ist die Kontaktwirkung nur 200 m weit nachweisbar; auch ist die Intensität der Kontaktwirkung geringer. Am Riesenkamm herrschen ziemlich großkörnige, gneisartige Gesteine, die als Flaserhornfelse bezeichnet werden; Cordierit spielt die weitaus vorherrschende Rolle.

Einwirkungen auf Orthogneis sind sehr selten; sie beschränkt sich auf spärliche Andalusitbildung und Entwicklung eines jüngeren Biotits.

F. Die Gesteine der Grünschieferformation des nordöstlich angrenzenden Gebietes, der Bleiberge und der Linsen im Phyllit von Prittwitzdorf, werden in körnig-schuppige und feinschieferig-schuppige zerlegt; die ersteren bestehen aus Bruchstücken von Augitkristallen in einer fein zerriebenen Grundmasse mit Zoisit- oder Epidot- und Hornblende-Säulchen, die Plagioklasreste sind nicht mehr zu bestimmen. Anklänge an diabatische Intersertalstruktur sind vorhanden. Die feinschuppigen Grünschiefer sind ein parallel gestrecktes Gemenge von Feldspat, Chlorit und Hornblende, das einzelne augenförmige Augitreste umschließt; bei stärkerer Schieferung tritt die Hornblende hinter Chlorit zurück, und zuletzt entstehen Chlorit-Strahlstein-Phyllite. Die Gesteine

der südlichen Grünschieferscholle bei Kunzendorf schließen sich denen des Bober—Katzbach-Gebirges an.

Von **Erzlagerstätten** sind das Magneteisenerzlager von Schmiedeberg, die Kupfererzgänge von Schmiedeberg, die Arsenkieslagerstätte von Rothenzechau in der Literatur beschrieben; die Eisenkieslagerstätte von Rohnau ist eine fahlbandartige Imprägnation sericitischer Schiefer durch kleine, rundum ausgebildete Pyritkristalle. Ein ganz unbedeutender Bergbau bei Arnsberg (Redensglück) förderte auf einem Gange Bleiglanz, Kiese und cadmiumhaltige Zinkblende; durch einen Versuchsbau wurde ein sulfidischer Erzgang im Eulengrunde nachgewiesen.

Ein **Vergleich mit benachbarten Schiefergebieten** zeigt eine fast gänzliche Übereinstimmung der Orthoklasgneise und Glimmerschiefer mit den entsprechenden Gesteinen des Isergebirges: sie bilden die unmittelbare Fortsetzung des Schmiedeberger Gneises mit seinen Glimmerschieferlagerungen und sind von ihnen nur durch die Intrusion des Zentralgranites getrennt. Die Gesteine des Adlergebirges gleichen in vielen Einzelheiten den Amphiboliten des Riesengebirges, sind aber weniger stark metamorph; ebenso finden sich Beziehungen zwischen den Amphiboliten des Riesengebirges und den Grünschiefern des Bober—Katzbach-Gebirges, hingegen sind die Gesteine des östlichen Riesengebirges von denen des Eulengebirges durchaus verschieden.

Die geologische Geschichte des östlichen Riesengebirges gestaltete sich demnach folgendermaßen:

In spätarchaischer oder vielleicht altpaläozoischer Zeit setzten sich am Meeresgrunde Sedimente, wesentlich sandige Schiefertone mit einzelnen Lagen von Kalkstein, Arkosen, Konglomeraten usw. ab, unterbrochen durch diabasische Decken und Tuffe, die schließlich vorwalten, ihrerseits wieder unterbrochen von Porphydecken und sedimentären Umsetzungsprodukten von Diabastuffen. Der Komplex wurde in vorculmischer Zeit aufgefaltet und es drangen granodioritische Magmen ein, die sich teilweise durch Einschmelzung von basischem Nebengestein (Diabas) ihrer Umgebung anglichen, im hangenden, mehr aus Tuffen bestehenden Teil zwischen die Schichtfugen eindringen und die Sedimente aufblättern; von den durch diese Magmen bewirkten kontaktmetamorphen Veränderungen der Sedimente ist wesentlich nur massenhafter Granat übrig geblieben. Durch Fortdauer der Auffaltung und des zeitlichen Zusammenschubes nahmen Sedimente und Intrusionen starke dynamometamorphe Umwandlungen an, wodurch die Sedimente zu Glimmerschiefern und Marmoren etc., die Diabase und ihre Tuffe zu Amphiboliten usw., die Porphyrite zu Porphyroiden, die Granite und Diorite zu den verschiedenen Gneisen umgeformt werden; auch die Lagerungsformen wurden stark beeinflusst (linsenförmige Abquetschungen, isoklinale Überfaltungen). Wie die Culmgerölle beweisen, war der Grad der Metamorphose an verschiedenen Stellen verschieden, die Umwandlungen aber vor Beginn der Culmzeit schon ab-

Gestein	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
	Granat- glimmer- schiefer	Feldspat- glimmer- schiefer	Feldspat- amphi- bolit	Feldspat- amphi- bolit	Diopsid- amphi- bolit	Amphi- bolit	Amphi- bolit	Quarz- amphi- bolit	Porphy- roid	Quarz- chlorit- gestein
Fundort	Amsberg	Glocke	Aus- gespann	Kolben- kamm	Adlers- ruh	Glashügel	Vogel- berg	Becken- grund	Stenzel- berg	Prittwitz- dorf
SiO ₃	68,35	78,05	47,82	34,15	45,41	48,94	49,29	50,68	75,35	56,21
TiO ₂	0,47	0,30	1,15	0,78	1,02	0,98	1,42	0,87	Spur	0,22
Al ₂ O ₃	16,46	10,81	14,73	13,19	15,18	15,04	14,09	15,98	12,17	14,49
Fe ₂ O ₃	1,29	1,86	4,09	3,21	3,99	4,73	4,30	4,19	1,12	3,45
FeO	3,48	1,07	8,42	5,02	9,08	8,12	8,94	7,31	2,70	6,75
MgO	1,43	0,32	6,73	3,36	6,55	6,32	5,84	5,82	0,71	5,45
CaO	0,43	0,27	9,82	20,75	15,04	8,28	8,26	7,18	0,83	7,77
Na ₂ O	2,13	0,60	3,35	3,09	1,80	4,57	4,04	3,31	6,05	1,35
K ₂ O	3,27	5,26	0,41	0,83	0,39	0,54	0,85	1,65	0,25	0,80
H ₂ O	2,19	1,01	2,73	2,54	1,25	2,08	2,43	3,16	0,83	3,54
SO ₃	0,16	0,12	Spur	—	—	Spur	Spur	Spur	0,16	—
S	—	—	0,08	0,09	0,13	0,37	0,05	0,04	Spur	0,03
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,23	0,27	0,28	0,26	0,21	0,09	0,12	0,09
CO ₂	—	—	0,88	13,12	—	0,06	0,77	—	—	—
Spez. Gew.	99,90	99,89	100,44	100,40	100,12	100,29	100,49	100,29	100,29	100,15
Analytiker	2,761	2,697	3,074	2,825	3,079	2,990	2,908	2,965	2,692	2,758
	KLÜSS	KLÜSS	EYME	KLÜSS	EYME	EYME	EYME	KLÜSS	KLÜSS	EYME

Gestein	XI.	XII.	XIII.	XIV.	XV.	XVI.	XVII.	XVIII.	XIX.	XX.	XXI.
	Quarzchloritgestein	Verquarzter Amphibolit	Chloritgneis	Zoisit-amphibolit	Zoisit-amphibolit	Augen-gneis	Lagen-gneis	Hornblende-gneis	Hornblende-gneis	Flaser-gneis	Flaser-gneis
Fundort	Wüsteröhrsdorf	Harteberg	Wüsteröhrsdorf	Ausgespänn	Saalhügel	Viktoriahöhe	Bergfreiheit	Friedenshöhe	Hirschrinne	Harteberg	Büttnerberg
SiO ₂	62,43	54,32	68,94	46,01	47,76	66,88	74,86	49,37	68,94	73,96	74,53
TiO ₂	0,37	1,25	Spur	—	—	0,63	0,15	0,35	0,79	0,19	0,22
Al ₂ O ₃	13,78	15,15	14,27	18,15	14,54	14,67	13,48	17,90	13,87	10,46	13,01
Fe ₂ O ₃	5,73	2,36	1,24	2,04	2,56	1,21	0,54	3,69	0,82	0,69	1,19
FeO	4,19	7,09	3,41	3,10	4,33	4,47	1,40	7,76	2,58	2,36	1,45
MgO	2,40	4,94	2,07	9,95	12,95	1,86	0,25	4,43	2,68	1,26	0,32
CaO	2,15	5,25	2,73	17,82	13,48	1,13	0,78	11,02	1,98	2,80	2,11
Na ₂ O	6,19	5,77	3,56	1,08	1,08	3,80	3,01	1,97	6,49	5,17	5,47
K ₂ O	0,42	0,36	1,60	0,70	1,35	3,79	4,39	0,51	0,43	0,35	0,59
H ₂ O	1,55	2,40	1,76	0,90	1,76	0,98	0,67	2,63	1,38	1,08	0,73
SO ₃	—	0,12	0,19	0,18	Spur	—	Spur	Spur	Spur	0,19	0,07
S	Spur	—	—	—	—	Spur	—	0,06	0,07	—	—
P ₂ O ₅	0,30	0,40	0,13	Spur	Spur	0,28	0,34	0,27	0,23	0,10	0,11
CO ₂	0,44	0,81	—	—	—	—	—	—	—	1,30	Spur
Spez. Gew.	99,95	100,22	99,90	99,93	99,81	99,70	99,87	99,96	100,26	99,91	99,80
Analytiker	2,758	2,822	2,756	3,182	3,069	2,707	2,641	3,063	2,697	2,675	2,676
	EYME	EYME	KLÜSS	KLÜSS	EYME	EYME	EYME	EYME	KLÜSS	EYME	EYME

- I. Granatführender Glimmerschiefer, Arnsberg, oberste Häuser (Granat z. T. durch Chlorit ersetzt), p. 39, 40.
- II. Feldspatglimmerschiefer, Kolbenkamm, Forstabt. 174, nordwestlich von der Glocke, p. 45.
- III. Feldspatamphibolit, Fels beim Punkt 854,6, westlich vom Ausgespann (Bl. Schmiedeberg), p. 66.
- IV. Kalkreicher Feldspatamphibolit (= kalkführender Chloritschiefer), Kolbenkamm, Steinbruch am Blattrand dicht westlich der Landesgrenze (Bl. Schmiedeberg), p. 66, 67.
- V. Diopsidamphibolit, Adlersruh, am Kunstgraben (Bl. Kupferberg), p. 73.
- VI. Amphibolit, Steinbruch am Glashügel bei Dittersbach (Bl. Schmiedeberg), p. 75, 76.
- VII. Amphibolit, Steinbruch am Vogelsberg bei Haselbach (Bl. Schmiedeberg), p. 76.
- VIII. Amphibolit, Steinbruch im Beckengrund bei Klette (Bl. Schmiedeberg), p. 83 (gehört geologisch zu den als Quarz-amphibolit bezeichneten Gesteinen, ist aber quarzfrei).
- IX. Porphyroid (metamorpher Quarzporphyrit), Südfuß des Stenzelberges (Bl. Schmiedeberg), p. 89.
- X. Quarzchloritgestein, Pritwitzdorfer Kalkbruch, nördlich von Rohnau, p. 99.
- XI. Quarzchloritgestein, Wüsteröhrsdorf (Lesestücke aus den Feldern), p. 99, 100.
- XII. Verquarzter Amphibolit, Eisenbahneinschnitt am Harteberge (Bl. Schmiedeberg), p. 105.
- XIII. Chloritgneis (= grobflaseriges Quarzchloritgestein), Wüsteröhrsdorf, Felsen bei den untersten Häusern (Bl. Kupferberg) (Paragneis), p. 109.
- XIV. Zoisitamphibolit, alte Poststraße südöstlich vom Ausgespann (Bl. Schmiedeberg), p. 113.
- XV. Zoisitamphibolit, Westabhang des Saalhügels (Bl. Schmiedeberg), p. 113.
- XVI. Flaseriger Augengneis, Viktoriahöhe bei Schmiedeberg, p. 122.
- XVII. Lagengneis (sehr langfaserig, glimmerarm), Halde der Bergfreiheitgrube bei Schmiedeberg, p. 129.
- XVIII. Körniger Hornblendegneis, Friedenshöhe bei Petzelsdorf (Bl. Schmiedeberg), p. 136.
- XIX. Körniger Hornblendegneis, zwischen Hirschrinne und Beckengrund nördlich von Klette (Bl. Schmiedeberg), p. 137.
- XX. Flasergneis, Bahneinschnitt am Harteberge (Bl. Schmiedeberg), p. 145.
- XXI. Flasergneis, Nordfuß des Büttnerberges (Bl. Schmiedeberg), p. 146.

geschlossen. Nach dem Culm, vermutlich spätkarbonisch, wurden die kristallinen Schiefer teils zersprengt, teils aufgeschmolzen durch den Zentralgranit des Riesengebirges, der die Sedimente teils mantelförmig aufgebogen, teils querschlägig durchbrochen und die durchbrochenen Gesteine kontaktmetamorph verändert hat. Er wandelte alle Kalklagen nördlich von Rothenzechen in Kalksilikategesteine um, ließ bei Kupferberg das liebritführende Magnetkieslager und die Schmiedeberger Erzlagerstätten entstehen, sandte kleine Granitapophysen, Aplitgänge und Aplitinjektionen in das Nebengestein (Rabenstein bei Wolfshau) und schickte vereinzelt auch basische Differentiationsprodukte als Lamprophyrgänge in die Schiefer; spätere Folgen der Granitintrusion sind die Felsitgänge bei Kupferberg. „Thermalwässer, die ebenfalls wahrscheinlich dem Granitmagma entstammten,“ setzten auf spaltenförmigen Ausbruchskanälen die sulfidischen Erzgänge von Kupferberg, Arnsberg und dem Eulengrunde ab, auch das sog. Erzlager von Rothenzechau ist nach neueren Untersuchungen als epigenetische Füllung einer streichenden Spalte, als Lagergang anzusehen. Der Mehrzahl der Verwerfungen, die das Schiefergebiet betroffen haben, wird oligocänes und miocänes Alter zugeschrieben. Für die jüngste Entwicklung des Riesengebirges nimmt Verf. aus physiogeographischen Gründen in spätertertiärer Zeit das Vorhandensein eines flach aufgewölbten Gebirgsrumpfes an, dessen höchste Erhebung ungefähr der jetzigen Kammhöhe (1200—1400 m) entsprach und nur von einigen aus besonders hartem Gestein bestehenden Hügeln (Schneekoppe, Ochsenkopf etc.) überragt wurde; gegen Ende der Tertiärzeit brach das Hirschberger Tal als Kesselbruch ein, in dessen Steilränder die Bäche durch rückwärts schreitende Erosion steilwandige Täler hineintraßen (Melzergrund usw.). Die nordische Vereisung hat nirgends in das Gebiet der kristallinen Schiefer hineingegriffen, reicht aber bei Rudelstadt und Jannowitz bis dicht an deren Grenze, doch deuten Anhäufungen verlehmtten Gebirgsschuttes bei Dittersbach, Reussendorf usw. auf eine Verringerung der Transportkraft der Flüsse infolge von Aufstauung im Unterlauf. **Milch.**

W. Haardt: Die vulkanischen Auswürflinge und Basalte am Killer Kopf bei Rockeskill in der Eifel. (Dissert. Berlin 1914. — Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1914. 35. 177—253. 1914.)

Die eingehenden Untersuchungen in den jung-vulkanischen Gebieten Deutschlands haben immer mehr zu der Erkenntnis geführt, daß nicht nur die jetzt noch erkennbaren Krater als die Ursprungsstelle der vulkanischen Tuffe anzusehen sind, sondern manche Ablagerung auf Ausbrüche zurückzuführen ist, deren Öffnung sich bald wieder geschlossen hat¹.

¹ Vgl. R. BRAUNS, Der Laacher Trachyt. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XLI. p. 424 u. 478

Einen solchen, wahrscheinlich recht geringfügigen Ausbruch, der durch die Mannigfaltigkeit der aus dem tieferen Untergrunde mitgerissenen Gesteinsbruchstücke besondere Beachtung verdient, hat W. HAARDT bekannt gegeben.

In einem „Geologischen Teil“ p. 179—191 werden die Beziehungen der vulkanischen Ausbrüche zu den anderen Gesteinen der Gegend zur Darstellung gebracht. Pflanzenfunde des Autors im Tuffe am Bickenberge, die dem Diluvium oder Pliocän angehören, ergänzen die bisher bekannten spärlichen Reste aus verfestigten Tuffen der Vordereifel, die miocänen bis oligocänen Charakter aufweisen. Aus den Aufschlüssen im Unterbau des Killer Kopfes wird seine Lage auf der Grenze der Gerolsteiner und Hillesheimer Mulde festgestellt. Die Lagerung der Basalte veranschaulicht ein Profil. Einige gut aufgeschlossene Tuffablagerungen weisen diskordante Schichtung auf, ohne daß sich entscheiden ließ, ob es sich um verschiedene Ausbruchperioden handelt. Der jüngste Tuff der Gegend liegt O vom Killer Kopf in der Nähe von Rockeskill. Die reichlich in ihm vorhandenen Bruchstücke kristalliner Schiefer, die den anderen Tuffen fehlen, beweisen einen gesonderten Ausbruch aus größerer Tiefe, der wahrscheinlich zu den Gasausbrüchen (Maarbildungen) zu rechnen ist. Ein zugehöriger Lavaström ist nicht vorhanden.

Der „Petrographische Teil“ p. 192—252 beginnt mit einer Beschreibung der beiden Basaltarten, die am Killer Kopf auftreten: nephelinführende Leucitbasalt (mit Analysen aus 5 verschiedenen Aufschlüssen) und der den Gipfel bildende nephelinführende Melilithbasalt (ebenfalls mit Analyse). Aus den Analysen sind die OSANN'schen Typenformeln berechnet. Von den weit verbreiteten Tuffen wird sodann ein Schweißschlackentuff, ein basaltischer Leucittuff, zwei Palagonittuffe und ein Tuff mit Olivinbomben kurz charakterisiert. Das Hauptinteresse beansprucht der kristalline Gesteine führende Tuff bei Rockeskill. Seine mannigfachen Einschlüsse hat HAARDT in drei Abteilungen untergebracht: basaltische Gesteine, Sanidinite und Sedimentgesteine.

In der ersten Abteilung wird zuerst das basaltische Material selber, das sich als Augitit erwies, eingehend beschrieben; sodann Auswürflinge aus Hornblende und Titanaugit nebst Übergemengteilen, die als primäre Urausscheidungen aufgefaßt sind. An sie schließen sich merkwürdige Gesteine an, die aus Biotit (oder Hornblende) und Titanaugit mit Feldspat und Nosean bestehen. Ihre Herkunft ist noch nicht aufgeklärt; vielleicht befinden sich unter ihnen lamprophyrische Ganggesteine.

In der zweiten Abteilung, den sanidinreichen Auswürflingen, werden zunächst nur die wegen ihres Gehaltes an Nosean als Noseansanidinite bezeichneten Gesteine berücksichtigt. Zu ihnen sind die großen Sanidinbruchstücke gestellt, die aus der dortigen Gegend schon lange bekannt sind. Die eingeschlossenen Mineralien, außer Biotit, Magnetit und Apatit vor allem winzige Pyrrhitkristalle, geben einen Fingerzeig über die Herkunft der Bruchstücke. Nach BRAUNS¹ sind diese kleinen Pyrrhitkristalle für

¹ R. BRAUNS, Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiete. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXV. p. 193.

syenitartige Gesteine bezeichnend. Auch alles, was wir sonst über diese Sanidinbruchstücke wissen, deutet darauf hin, daß sie Drusenminerale eines körnigen Tiefengesteines sind. Tatsächlich fand HAARDT ein 6:3 cm großes Bruchstück auf einem Noseansanidinit aufgewachsen, sowie 1—1,5 cm große Sanidinkristalle in einer Druse dieses Gesteins.

Als Noseansanidinite werden Gesteine beschrieben, die vorwiegend aus Sanidinleisten mit reichlichem Nosean und spärlichen dunklen Gemengteilen (Biotit, Augit, Magnetit) bestehen; nach Struktur, Textur und Mineralbestand entsprechen sie im wesentlichen einem Noseansyenit (p. 225). Sie sind entweder glasarm, grobkörnig bis feinkörnig und drusig, wobei besonders die dunklen Mineralien die Hohlräume auskleiden; Biotit wird in seltenen Fällen durch Hornblende vertreten; die Sanidinleisten bilden ein Sparrenwerk, „das an die Intersertalstruktur mancher grobkörniger Diabase erinnert“. Oder die Gesteinsbruchstücke führen reichlich Glas, wobei „die dunklen Mineralien zu einem schlackigen, dunkelgrünen Glas zusammengesintert sind“ (p. 220). Als Übergemengteile treten Zirkon, spärlicher Apatit und Titanit auf. Charakteristisch sind kleine, gelbe Pyrrhitoktaeder als Einschluf in Sanidiu und Zirkon.

Besonderes Interesse beansprucht die Neubildung von Feldspat und Nosean aus primärem Feldspat, von Ägirinaugit aus Biotit, Umbildungen, die mit einer weitgehenden Verglasung des Gesteines Hand in Hand gehen und z. T. nur unter Stoffzufuhr möglich sind. BRAUNS hat für diese Erscheinungen den Begriff der Pyrometamorphose aufgestellt¹.

Seltenere Sanidingesteine mit braunem Granat, ohne Nosean, mit Skapolith, Spinell und Dumortierit werden nur erwähnt.

Eine dritte Abteilung unter den Einschlüssen des Augitittuffes von Rockeskill umfaßt die Sedimentgesteine. Außer den Grauwacken und Sandsteinen des Unterdevon begegnen uns kristalline Gesteine mit schieferiger Textur von verschiedener Zusammensetzung. HAARDT glaubt in ihnen die Umbildung kristalliner Schiefer (meist Biotitschiefer, vereinzelt Phyllite und Gneise) zu Ägirinaugit-Sanidingesteinen schrittweise verfolgen zu können. Der Übersichtlichkeit halber sind die einzelnen Stadien der Umwandlung zu 5 Gruppen zusammengefaßt. Über die erste Gruppe, die unveränderten Gesteine, ist leider nichts gesagt; es wäre sicher erwünscht, eine genaue Beschreibung der Gesteine vor der Umwandlung zu erhalten. Die folgende Gruppe umfaßt solche Gesteine, die sich durch das Auftreten von Andalusit und Granat als kontaktmetamorph verändert kundgeben. Sechs charakteristische Handstücke sind einzeln beschrieben und geben uns ein Bild dieser Glimmerschiefer. In der dritten Gruppe sind die Kontaktminerale wieder fast verschwunden. Erhöhte Temperatur und Stoffzufuhr („Pyrometamorphose“) haben sie, teilweise unter Erhaltung ihrer Form, in Aggregate von Spinell, Korund, Sillimanit u. a. umgewandelt. Der Quarz wird durch Sanidin verdrängt, der Biotit durch Ägirinaugit.

¹ R. BRAUNS, Die kristallinen Schiefer des Laacher Seegebietes und ihre Umbildung zu Sanidinit. Stuttgart 1911. p. 14.

Weitgehende Ägirinisierung und Sanidinisierung charakterisiert die in der vierten Gruppe zusammengefaßten Gesteine, die meist ein brecciöses Aussehen haben: stark veränderte Schieferstückchen sind durch eine gewöhnlich grünliche Zwischenmasse verbunden, welche die gleiche Zusammensetzung aufweist, wie die als fünfte Gruppe beschriebenen Ägirinaugit-Sanidingesteine. Diese mineralarmen Gesteine aus Sanidin und Ägirinaugit sind durch wechselnde Korngröße der Bestandteile und schwankende Zusammensetzung, sowie mehr oder weniger starke Verglasung recht mannigfach gestaltet. Als Übergemengteile treten Titanit und Apatit auf. Ersterer geht gelegentlich unmittelbar aus Biotit hervor; meist ist er in Ägirinaugit eingewachsen. Kalkspat füllt als sekundäre Bildung in reichem Maße die Hohlräume aus.

Die Umwandlung der kristallinen Schiefer wäre also folgendermaßen verlaufen: Zuerst bildeten sich in ihnen Kontaktmineralien. Diese, sowie alle ursprünglichen Bestandteile, wurden dann unter dem Einfluße der Pyrometamorphose wieder aufgelöst. Dabei tritt anfänglich eine Umsetzung der Kontaktmineralien in Korund-Sillimanit-Biotitaggregate nebst reichlicher Spinellbildung im ganzen Gestein ein. Dann aber verschwinden auch diese Neubildungen wieder, und ihr stofflicher Bestand ist in den glasreichen Ägirinaugit-Sanidingesteinen enthalten.

W. HAARDT denkt sich diese Vorgänge so, daß in eine Region kristalliner Schiefer ein Magma eingedrungen ist, welches vor seinem Ausbruch in längerer Einwirkung die Schiefer je nach der Entfernung verschieden beeinflußt hat. In der Nähe des Kontaktes wurden die Gesteine durch hohe Temperatur und reichlichen Stoffaustausch zu Ägirinaugit-Sanidingesteinen umgewandelt. Weiter entfernt kam diese Umbildung bis zum Ausbruch nicht ganz zu Ende: es finden sich noch Schieferbrocken, stark ägirinisiert und sanidinisiert. In einer dritten Zone ist die Textur der Schiefer vollständig erhalten, während sich an den einzelnen Bestandteilen der Einfluß der Pyrometamorphose deutlich bemerkbar macht. Die ausgedehnteste Zone nimmt jene Einwirkung ein, die sich in der Bildung von Andalusit und Granat im festen Gestein kundgibt (p. 249).

Ob diese Aufstellungen sich halten lassen, müssen weitere Untersuchungen dartun. BRAUNS nimmt für die Laacher Auswürflinge einen größeren Unterschied zwischen Kontakt- und Pyrometamorphose an¹. Am Laacher See ist das Endergebnis der Pyrometamorphose ein „reines Alkalifeldspatgestein“². Bei Rockeskill bildet das Endprodukt ein Sanidingestein, das so reich an Ägirinaugit ist, daß dieser der vorherrschende Bestandteil sein kann. Sollte sich darin nicht doch ein Einfluß des Augititmagmas aussprechen?

Eine auffallende Ähnlichkeit mit dem Inhalte der Rockeskiller Tuffe haben die Tuffe an der Kappiger Ley im Gebiet des Noseanphonoliths.

¹ R. BRAUNS, Zwei Generationen von Andalusit in kristallinen Schiefen aus dem Laacher Seegebiete. Dies. Jahrb. 1911. II. p. 9.

² R. BRAUNS, Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIV. p. 171.

W vom Laacher See. Ihre Untersuchung durch den Referenten führte nicht in allen Einzelheiten zu demselben Ergebnis. In den Hauptzügen jedoch zeigen sich hier die gleichen Gesteinsumwandlungen wie im Gerolsteiner Gebiet.

Michael Hopmann.

- Tietze, O.: Die kristallinen Schiefer östlich Nimptsch. (Jahrb. Geol. Landesanst. 36, 1, 559—585. 1 Taf. 2 Fig. 1915.)
- Reis, O. M.: Über die gesetzmäßige Verteilung der Eruptivgesteine im Inneren des Pfälzer Sattels und über Kennzeichen für die Reihenfolge der Durchbrüche. (Geogn. Jahresh. 28, 179—194. 1 Karte. 1915.)
- Soellner, J.: Über Olivimonchiquit aus dem Kaiserstuhl. (Mitt. Bad. Geol. Landesanst. 8, 196—201. 1915.)
- Über das Auftreten aplitischer Ganggesteine im Essexit des Kaiserstuhls. (Mitt. Bad. Geol. Landesanst. 8, 202—212. 1915.)
- Brauns, R.: Der Laacher Trachyt und seine Beziehungen zu anderen Gesteinen des Laacher Seegebietes. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. LXI, 402—502. 2 Fig. 2 Taf. 1916.)
- Kißling, A.: Geologische und petrographische Untersuchungen aus dem Granitgebiet von Barr-Andlau. (Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen. 9, 281—321. 1 Karte. 4 Taf. 7 Fig. 1916.)
- Wohlfarth, K.: Die untercarbonischen Kontaktgesteine bei Sulzbach im Oberelsaß. (Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen. 9, 343—381. 1 Karte. 1 Taf. 1916.)
- Waterkamp, M.: Auswürflinge aus dem Trachyttuff von Königswinter am Rhein. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XLII, 499—546. 1919.)
- Brauns, R.: Einige bemerkenswerte Auswürflinge und Einschlüsse aus dem niederrheinischen Vulkangebiet. (Centralbl. f. Min. etc. 1919, 1—14. 1 Fig.)

Schweiz. Alpen.

- Preiswerk, H.: Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. (Mitt. Schweiz. Geol. Ges. 13, 169—178. 3 Fig. 1914.)
- Über neue Skapolithfunde in den Schweizer Alpen. (Verh. Naturf. Ges. Basel. 28, II, 165—190. 6 Fig. 1917.)
- Hammer, W.: Die basische Fazies von Remüs (Unterengadin). (Verh. geol. Reichsanst. 1915, 302—305.)
- Staub, R.: Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. (Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. in Zürich. 1915, 55—336. 2 Taf.)
- Krige, L. J.: Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. 1 Karte. 2 Taf. 1918.

Österreich-Ungarn.

- Slavík, F.: Über die Spilite im Algonkium von Příbram. (Denkschr. d. II. Kl. d. böhm. Akad. d. Wiss. 1915. 2 Taf. 4 Fig.)
- Stegl, K.: Über Basalt und über das Säger Basaltwerk. (Monograph. z. Steinbruchindustrie. 1916.)
- Hinterlechner, K.: Über Schieferinjektionen aus dem Gebiet der Spezialkartenblätter Krems und Horn; mit zwei chemischen Analysen von Dr. O. HACKL. (Verh. geol. Reichsanst. 1916. No. 6—7.)
- Stiny, J.: Gesteine aus der Umgebung von Bruck a. d. Mur. 59 p. 3 Fig. 1917.
- Basaltglas vom Steinberge bei Feldbach. (Centralbl. f. Min. etc. 1917. 128—134. 1 Fig.)
- Porphyrbkömmlinge aus der Umgebung von Bruck a. d. Mur. (Centralbl. f. Min. etc. 1917. 407—414. 1 Fig.)
- Berwerth, F.: Über Topasgesteine von Joachimstal und Mariaschein im böhmischen Erzgebirge. (Mitt. Wien. Min. Ges. 79. 44—45. 1917.)
- Becke, F.: Granodioritgneis im Waldviertel. (Min.-petr. Mitt. 34. 70. 1917.)
- Tertsch, H.: Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassives (Geologische Beobachtungen). (Min.-petr. Mitt. 34. 209—254. 1 Taf. 2 Fig. 1917.)
- Stiny, J.: Granitgneis von Birkfeld. (Centralbl. f. Min. etc. 1918. 22—29. 2 Fig.)
- Sokol, R.: Über Kalksilikatgesteine im böhmischen Massiv. (Centralbl. f. Min. etc. 1918. 201—215. 7 Fig.; 1919. 29.)
- Doelter, C. und H. Leitmeier: Neue Untersuchungen im Monzongebiet. (Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. I. 127. 671—713. 1918.)
- Sigmund, A.: Der Melaphyr und seine Rolle im Siebenbürgischen Erzgebirge. (Földt. Közlan. 43. 148—169.)

Allgemeine Geologie.

- Hobbs, W. H.: EDUARD SUSS †. (Journ. of Geol. 1914. 22. 811—817. Mit Photogr.)
- Branner, J. C.: ORVILLE A. DERBY †. (Journ. of Geol. 24. 1916. 209—214.)
- Pompeckj, J. F.: Nachruf auf AUGUST ROTHPLETZ †. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 70. Monatsber. 15—35. 1918.)
- FRITZ FRECH †, 16. III. 1861—28. IX. 1917. (Dies. Jahrb. 1919. I—XXXVIII. 1 Bildnis. 1919.)
- Beck, R.: Zur Erinnerung an BRUNO DOSS †. (Centralbl. f. Min. etc. 1919. 257—268. 1 Bildnis.)
- Stutzer, O.: RICHARD BECK †. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 27. 149—153. 1919. Mit Bildnis.)

- Andrée, K.: Erscheinungs-, Raum- und Zeitwissenschaften. Ein Wort insbesondere über die Stellung der Geologie und Geographie und ihre gegenseitigen Beziehungen. (Aus der Natur. Leipzig 1919. 8 p.)
- Werveke, L. van: Über tektonische Karten, ihre Herstellung und Benützung sowie ihre Bedeutung für Wissenschaft und Praxis. Den Heeresgeologen auf dem westlichen Kriegsschauplatz gewidmet. (Mitt. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen. 9. 383—402. 12 Fig. 1916.)
- Wedemeyer, A.: Das Messen auf geographischen Karten. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin. 283—284. 1919.)
- Rothe, R.: Darstellende Geometrie des Geländes. (Math.-phys. Bibl. 35—36. 2. Aufl. VI. 92 p. Leipzig u. Berlin. 1919.)
- Frech, F.: Allgemeine Geologie. Bd. IV. Bodenbildung, Mittelgebirgsformen und die Arbeit des Ozeans. 3 Aufl. 1 Taf. 68 Fig. 1918.
- Haase, F.: Die Geologie in der Schule. 26 Fig. 1918. Leipzig.
- Walther, J.: Vorschule der Geologie. 6 Aufl. 261 p. Jena 1918.
- Wilckens, O.: Allgemeine Gebirgskunde. 6. 154 p. Jena 1919.
- Philippson, A.: Die Lehre vom Formenschatz der Erdoberfläche. (Geogr. Abende im Zentralinst. f. Erzieh. u. Unterr. 2 Heft. 8^o. 29 p. 1919.)

Physiographische Geologie.

E. Naumann: Om Profilodning i Gyttja- och Dyavlagringar. Meddelanden från Aneboda Biologiska Station XXIII. (Sveriges geol. Undersökning. Ser. C. No. 279. Årsbok 10. 1916. No. 5. 31 p. 9 Textabb. Stockholm 1917.)

Wir entnehmen der Zusammenfassung folgendes:

Die Technik des Profilotens, welche im Meere nach Einführung der BACHMANN'schen Schlammröhren den deutschen Tiefsee-Expeditionen selbst in der eigentlichen Tiefsee so überaus wichtige Resultate geliefert hat, läßt sich auch in Süßwasserseen mit Erfolg anwenden. Sie gibt nicht nur eine sichere Vorstellung vom Aussehen der oberflächlichsten Schlamm-schicht — der Sedimentoberfläche der Jetztzeit mit ihrer Anhäufung der Rohstoffe der Gyttja- und Dyablagerungen —, sondern auch eine gute Übersicht über die in statu nascendi und in allen Stadien der Diagenese befindlichen tieferen Lagen, welche je nach den wechselnden biochemischen Verhältnissen sehr verschiedenartig gefärbt sein können. Ist die Ablagerung des Sees nicht besonders mächtig, kann endlich auch der Grund selbst in dieser Weise ermittelt werden. Allerdings läßt sich eine gewisse Zusammendrückung der Profile bei dieser Art des Lotens mit Schlammröhren, die nach Art der BACHMANN'schen Röhren ihr Ventil oben haben, nicht vermeiden. Beim Anwenden von Glasröhren von $\frac{1}{2}$ m Länge und 2 cm Durchmesser wurden im Allgemeinen Profile bis 20 cm Länge erhalten, was für Seeablagerungen in den meisten Fällen ausreichen dürfte.

Solches Profiloten enthüllt im Allgemeinen Profile folgender Art [wobei die Buchstabenbezeichnung umgekehrt wurde! Ref.]:

- | | | |
|--|---|--|
| <p>C. Oberflächenschicht: Sediment in statu nascendi.</p> <p>Die obere Fläche gekennzeichnet durch zahlreiche Hügelchen tierischer Exkremente; nach unten durch das Aufhören der Gangsysteme der Chironomiden und Oligochaeten begrenzt.</p> | } | <p>b) Die Kontaktzone zwischen Schlamm und Wasser. In nahrungsreicheren Gewässern reichlich von Mikroorganismen belebt und bisweilen ein rein planktogenes Sediment darstellend.</p> <p>a) Die eigentliche obere Schlammschicht, deren Bearbeitung sich durch die Bodenfauna vollzieht. Als im wesentlichen koprogene Bildung von kleinballiger, ziemlich grober Struktur.</p> |
| <p>B. Unterschicht:</p> <p>Die biologische Bearbeitung hat bereits aufgehört. Das Sediment ist bereits als Gytija oder Dy zu bezeichnen und unterliegt nur noch der Diagenese.</p> | } | <p>b) Die fertige Ablagerung der Jetztzeit; von a oft nur durch eine etwas feinere Struktur unterschieden.</p> <p>a) Ablagerungen älterer Zeiten; oft völlig abweichend von den jetzigen.</p> |
| <p>A. Untergrund.</p> | | |

Einige bisher auf diese Weise gewonnene Ergebnisse aus einem an Nährstoffen armen See der kalkarmen Urgebirge Smälands einerseits und aus einem besser mit Nahrung ausgestatteten planktonreichen See Süd-schonens andererseits zeigen bereits, daß die Entstehung der rezenten Seeablagerungen in erster Linie aus deren Schichtung in biologischer und chemischer Hinsicht beurteilt werden muß und kann, welche Erkenntnis auch für das Verständnis der fossilen Sedimente und damit besonders für die Paläolimnologie von großer aktueller Bedeutung ist. **K. Andréé.**

Michelson, A. A. and H. G. Gale: The rigidity of the earth. (Nature. 104. 114. 1919.)

Schweydar, W.: Die Elastizität der Erde. (Die Naturw. 5. 593—597. 1917.)

— Die Polbewegung in Beziehung zur Zähigkeit und zu einer hypothetischen Magmaschicht der Erde. (Veröffentl. Preuß. Geod. Inst. N. F. No. 79. 10 p. 1919.)

Pekár, D.: Die geophysikalischen Messungen des Barons ROLAND v. EÖTVÖS. (Die Naturw. 7. 149—159. 7 Fig. 1919.)

Tams, E.: Drehwaage und Schweremessungen in ihrer Bedeutung für die Geologie. (Geol. Rundschau. 10. 1—3. 1919.)

Ericke, H.: Eine neue und einfache Deutung der Schwerkraft und eine anschauliche Erklärung der Physik des Raumes. 137 p. Wolfenbüttel 1919.

- Heim, A.: Das Gewicht der Berge. (Jahrb. Schweiz. Alpen-Club. 53. 179—201. 1918.)
- Baschin, O.: Das isostatische Gleichgewicht der Erdkruste. (Die Naturw. 7. 738. 1919.)
- Der Einfluß des dynamischen Gleichgewichtes auf die Formen der festen Erdoberfläche. (Die Naturw. 6. 355—358. 1918.)
- Löwy, H.: Eine elektrodynamische Methode zur Erforschung des Erdinnern. Dritte Mitteilung: Versuche von HELMUT KRÖNCKE in Deutsch-Südwestafrika. (Phys. Zeitschr. 20. 416—420. 1919.)
- Popper-Lynkeus, J. und H. Löwy: Eine elektrodynamische Methode zur Erforschung des Erdinnern. Vierte Mitteilung: Der Höhenregulator. (Phys. Zeitschr. 20. 433—439. 1919.)
- Metzger, Chr.: Über die Wärmeentwicklung in Kohlenflözen und ihren Einfluß auf die geothermische Tiefenstufe. (Braunkohlen- und Brikett-ind. 1919. Heft 2.)

Dynamische Geologie.

Vulkanismus.

- Eine Statistik der Vulkanausbrüche der Erde in den Jahren 1895—1913. (Prometheus. 29. 332. 1918.)
- Schneider, P.: Berühmte Vulkanausbrüche. Nach den Berichten von Augenzeugen. N. Ausg. 94 p. 1918.
- Ardt, Th.: Die geographische Verbreitung der Vulkane. (Zeitschr. f. Vulkanol. 4. 33—50. 2 Taf. 1918.)
- Bélot, E.: Beitrag zum Studium der Ursachen des Vulkanismus. (Compt. rend. 162. 639—641. 1916.)
- Lozinski, W. v.: Vulkanismus und Zusammenschub. (Geol. Rundsch. 9. 65—98. 1918.)
- Friedländer, J.: Regelmäßigkeit der Abstände vulkanischer Eruptionen. (Zeitschr. f. Vulkanol. 4. 15—32. 8 Taf. 1918.)
- Stentzel, A.: Aufleben des Vulkanismus. (Astronom. Zeitschr. 13. 68. 1919.)
- Brouwer, H. A.: Über Gebirgsbildung und Vulkanismus in den Molukken. (Geol. Rundsch. 8. 197—209. 2 Fig. 1917.)
- Guébbard, A.: Sur une conciliation possible des théories hydriques et anhydriques du volcanisme. (Compt. rend. 167. 955—958. 1918.)
- Roiti, A.: Circa la estimazione dell' Istituto vulcanologico del Vomero a Napoli. (Lincei rend. (5.) 27. [1.] 31—36. 1918.)
- Glangeaud, P.: Le groupe volcanique de l'Aiguiller (Mont Dore): ses volcans secondaires et périphériques. (Compt. rend. 168. 733—735. 1919.)
- Linke, H.: Die Virunga-Vulkane. Inaug.-Diss. Leipzig. 96 p. 6 Taf. Leipzig 1917.

- Brouwer, H. A.: Over vulkanisme en bergvormende bewegingen. (Handelingen van het XVIe Nederl. Natur-en Gen. Congres. April 1917 te s¹-Gravenhage. 609—614.)
- Anderson, T. and T. G. Bonney: Volcanic studies in many lands 103 p. London 1918.
- Friedländer, J.: Über den vulkanischen Ausbruch in San Salvador im Juni 1917. (Zeitschr. f. Vulkanol. 4. 193—201. 5 Taf. 1918.)
- Sapper, K.: Geschwistervulkane in Guatemala. (Zeitschr. f. Vulkanol. 4. 1—14. 10 Taf. 1918.)
- Die Frage nach dem Wassergehalt des vulkanischen Magmas. (Die Naturw. 6. 469—473. 1918.)
- Bélot, E.: Die künstlichen Vulkane und das Gesetz der Vulkanbildung. (Comt. rend. 163. 155—157. 1916.)

Wasser und seine Wirkungen.

W. Salomon: Der Wasserhaushalt der Erde. Leipzig 1917. 13 p.

Verf. bespricht die wichtige Frage, ob dem jährlichen Verbrauch eine entsprechende Lieferung neuer Wassermengen gegenübersteht, ob die Erdoberfläche also einer zunehmenden Überflutung oder allmählichen Trockenlegung ausgesetzt ist. Die hydratisierende Verwitterung bindet dauernd beträchtliche Quantitäten Wasser. Ein Ersatz kann geliefert werden durch kosmisches Wasser (Eismeteoriten) nach KÖRBIKER und FAUTH und durch juveniles (Emanationswasser) nach ELIE DE BEAUMONT und EDUARD SUESS, welches zu dem aus der Atmosphäre in Form von Niederschlägen (vadoses oder infiltriertes Wasser) nach MARIOTTE oder in die Poren der Erde eindringenden Dämpfen (Kondensationswasser) nach VOLGER hinzukommt. Die Diskussion der Eismeteoritentheorie lehnt Verf. ab. Berechnungen der Verdunstungsmengen gegenüber den Niederschlagsmengen haben gezeigt, daß neben diesen letzteren noch andere Wasserlieferanten tätig sein müssen. Für die Entscheidung, ob eine Quelle juveniles oder vadoses Wasser führt, ist die Wassertemperatur, sowie Art und Menge der gelösten Stoffe belanglos (eventuell spricht Argongehalt für vadosen Natur). Ausschlaggebend ist die Konstanz der „Schüttung“ beim Wechsel trockener und feuchter Perioden, sowie die Wasserhaltigkeit der Vulkanexhalationen. BRUN analysierte Vulkangase aus der flüssigen Lava des Kilauea und stellte das Fehlen juvenilen Wassers fest. DAY und SHEPHERD wiederholten die BRUN'schen Versuche mit verbesserter Anordnung und fanden erhebliche Mengen primären Wassers. Verf. unterläßt ein abschließendes Urteil, hält aber starke Beteiligung juvenilen Wassers an der Bildung des Grundwassers z. B. in der Oberrheinischen Tiefebene für wahrscheinlich.

Groß.

G. Berg: Über die Begriffe vados und juvenil und ihre Bedeutung für die Lagerstättenlehre. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1918. 26. 23.)

Die ursprüngliche Bedeutung der Worte vados und juvenil wird nach Prioritätsgrundsätzen festgelegt. Als vadose Zirkulation bezeichnet POSEPNY diejenigen Grundwasserbewegungen, die durch Gefälls- und Druckverhältnisse getrieben, von einem Einzugsgebiet einem Quellgebiet zu-eilen. Das Vadosum ist also das Gebiet über dem Grundwasserspiegel und das darunter gelegene der lebhaft bewegten Grundwasserströme. Die Oxydations- und Zementationszone der Lagerstättenlehre und der belt of weathering von VAN HISE gehören sonach dem Vadosum an. Allerdings ist die Zementationszone nicht streng nach unten begrenzt; durch Diffusionen können die bei der Oxydation gebildeten Schwermetallösungen ein Stück weit in das Bereich der stagnierenden Bergfeuchtigkeit, also in das Profundum POSEPNY's vordringen und dort durch unzersetzte Sulfide ausgefällt (zementiert) werden.

Die Ausdrücke belt of weathering und belt of cementation von VAN HISE sind ebenfalls mit der Oxydations- und Zementationszone der Lagerstättenlehre nicht streng identisch; unter den Begriff Zementation fällt auch die diagenetische Gesteinsumwandlung. Der belt of weathering und cementation werden zur Zone des Katamorphismus zusammengefaßt und darunter folgt bereits die Zone des Anamorphismus, in der sich die ersten Spuren kristalliner Schiefer zeigen. Ein vom Verf. beigegebenes Idealprofil zeigt untereinander folgende Grenzflächen:

1. Grundwasserspiegel: Über ihm sind die Gesteinsporen zum mindesten in Trockenzeiten mit Luft, unter ihm mit Wasser erfüllt.

2. Grenze der Oxydationszone: Über ihr Wasser mit atmosphärischem Sauerstoff; unter ihr ist aller Sauerstoff verbraucht. Grenze ist uneben.

3. Grenze der Gesteinsverwitterung.

4. Grenze der vadosen Zirkulation: Über ihr strömendes, unter ihr stagnierendes Grundwasser. Tiefgreifende, undurchlässige Schichten können die vadose Zirkulation bis in beträchtliche Tiefe verlegen.

5. Grenze zwischen Katamorphismus und Anamorphismus: Über ihr haben wir Aufnahme des Wassers und seiner gelösten gasförmigen und festen Stoffe in den Gesteinskörper; darunter treten vielmehr Abgabe von Wasser und Kohlensäure und andere raumsparende Vorgänge in den Vordergrund.

Die Grenzen 1 und 4 sind hydromechanisch, die unter 2, 3 und 5 hydrochemisch.

Unter dem Vadosum liegt die Zone der profunden Zirkulation POSEPNY's, wo eine langsame Wasserbewegung, die ihre Hauptursache in der verschiedenen Durchlässigkeit der Gesteine und der verschiedenen Erwärmung der Erdkruste hat, stattfindet. Auf seinem Wege nimmt das Tiefenwasser allerlei Stoffe in Lösung, die es später auf den Spalten wieder absetzt. So entstehen nach POSEPNY und amerikanischen Geologen die Erzgänge.

Lebhafte chemische Wechselwirkung zwischen Lösung und Nebengestein findet dabei statt; bei starker Reaktionsfähigkeit des Nebengesteins (wie bei Kalkstein) tritt Metasomatose ein, ebenso bei starker Reaktionskraft der Lösungen.

E. STUESS hält die aufsteigenden Wässer für Entgasungsprodukte des Magmas. In diesem ist das Wasser in feine Elemente dissoziiert und entsteht erst im Augenblick des Freiwerdens; daher nannte STUESS solches Wasser „juvenil“ und das andere „vados“. Für letztere Bezeichnung wäre wohl der Ausdruck „nicht juvenil“ treffender. Denn POSEPNY spricht nur von vadoser Zirkulation und STUESS gebraucht das Wort vados für einen andern, dem POSEPNY'schen nahe verwandten, von ihm streng definierten Begriff.

Die Entwässerung der Hydrate bildet noch eine weitere Quelle von Wasser in den Tiefen der Erde. Bei der Bildung kristalliner Schiefer treten raumsparende Umsetzungsprozesse bei starker Erhitzung ein. Obwohl nach VAN HISE die Menge des entstehenden Hydratwassers nur gering ist, ist seine Wirkung insofern groß, weil bei seiner Entbindung gesättigte Lösungen entstehen.

Bei Einteilung der unterirdischen Wassermengen wird unterschieden:

1. Oberflächenwasser, ohne nennenswerten Horizontaltransport, meist ungenießbar.

2. Wasser der tieferen Grundwasserströme, durch längeren unterirdischen Lauf einer Selbstreinigung unterzogen (1 und 2 vados im Sinne POSEPNY's).

3. Tiefenwasser in den unteren Teilen des Grundwasserozeans, nur durch Wärme- und Kapillaritätsdifferenzen in langsamem Umlauf erhalten, meist mineralisiert (profund im Sinne POSEPNY's).

4. Hydratwasser, im Gestein in früheren Zeiten chemisch gebunden und durch metamorphosierende Kräfte wieder befreit (1 bis 4 sind Wasser, die in irgend einer Form schon früher einmal an der Oberfläche waren; vados im Sinne STUESS').

5. Magmatisches Wasser, welches in Form von H und O seit Urzeiten dem feurigflüssigen Erdball beigemischt war und jetzt sich befreit (juveniles Wasser im Sinne STUESS').

M. Henglein.

v. Linstow: Die Mineralquellen von Westrußland und Galizien. Denkschrift über die Möglichkeit, im besetzten Gebiet auf Salzlager fündig zu werden. Kowno 1918, Vermessungsabt. 10. 59 p.

Die bekannt gewordenen Mineralquellen werden aufgezählt und beschrieben. Salzführend sind das Archaicum, das Silur (auf Dagö und Oesel), das Mitteldevon bis zur Südgrenze bei Bialystock, Minsk, Smolensk, nicht abbauwürdig wegen geringen Vorrats an Kalisalzen und Mangel an kompakten Flözen, ferner der obere Zechstein, dessen Grenze bei Breslau, Kielce, Lublin angenommen wird, das Unteroligocän im Untergrund von Wilna, Mittelmiocän, dem das Salzbergwerk in Wieliczka und

in Bochnia zugehört, auch sonst noch aussichtsreich zur Erschließung von Kalisalzlagern (Kalusz, Morszyn), endlich Obermiocän in einzelnen Vorkommen bei Busk, Solec und Schepetowka. Zwei Naphthaquellen entspringen im Obercambrium.

Schwefelquellen verteilen sich auf Devon, Mittelmiocän und Obermiocän, Eisenwässer auf Mitteldevon, Carbon, Keuper und Diluvium. Die aus Schwefelsäure reduzierten Schwefelwasserstoffgase können nur auf den bituminösen *Dictyonema*-Schiefer des Obercambriums zurückgeführt werden. Die meist als störungslos angesehene russische Tafel besitzt also Spalten, so daß die Gipslösungen aus Devon und Miocän nach obercambrischen Schichten gelangen können. Auffällig ist der hohe Magnesiumgehalt der Solen, bei Druskieniki fast 1:1. Groß.

- Steuer, A.: Hydrologisch-geologische Beobachtungen aus dem Großherzogtum Hessen (1916) (Notizbl. Ver. f. Erdk. u. Geol. Landesanst. Darmstadt. 5. 11—44. 8 Taf. 1916)
- Salomon, W.: Über einige im Kriege wichtige Wasserverhältnisse des Bodens und der Gesteine. 52 p. 3 Fig. München 1917.
- Kranz, W.: Wasserversorgung durch offene Gräben, Sickerung, Drainage. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 2). 1—5 5 Fig. 1917.)
- Grundwasser und Quellen (Dies. Jahrb. 1918. I. 43—48. 1 Taf. 1 Fig.)
- Geologie in der Kriegs-Literatur bei Beschaffung von Rohstoffen des Bodens und Wasserversorgung für Truppen. (Deutsche Naturwiss., Technik und Erfindung im Weltkrieg, herausg. von Schmidt-München. 1919. München und Leipzig. 427—454.)
- Höfer, H. v.: Das Wasser und die Gesteinsspalten. (Zeitschr. f. Wasserversorgung. 5. 70—73 u. 81 1918.)
- Fischer, K.: Niederschlag, Abfluß und Versickerung in ihrem Verhalten von Jahr zu Jahr. (Naturw. Wochenschr. 18. 688—691. 1919.)
- Huber, U.: Wasserführende Gesteine. Beiträge zur Hydrologie der verschiedenartigen Gesteine des Erdgerüsts. (Braunkohlen- und Brikettind. 1919. No. 1.)
- Versluys, J.: Zur Theorie der Grundwasserbewegung. (Journ. f. Gasbeleuchtung. 62. No. 7. 1919.)
- Rasser, E. O.: Entstehung und Verbreitung des Grundwassers nach neuesten geologischen Forschungsergebnissen. (Der Geologe. 1918. No. 23. 411—415.)
- Kaiser, E. und W. Beetz: Die Wassererschließung in der südlichen Namib Südwestafrikas. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 27. 165—178. 183—198. 3 Fig. 1919)
- Kretschmer, F.: Die Herkunft der Eisensäuerlinge von Karlsbrunn (Österr.-Schlesien). (Centralbl. f. Min. etc. 1918. 50—64. 2 Fig.)
- Becker, A.: Die Ritterquelle von Hecklingen bei Staßfurt. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 71. B. Monatsberichte. 132—133. 1 Fig. 1919.)

- Ludwig, A.: Die Entstehung des Rheintales und des Bodensees. (Jahrb. St. Gallischen Naturw. Ges. **54**. 1—34. 3 Taf. 1917.)
- Salomon, W.: Tote Landschaften und der Gang der Erdgeschichte. (Sitzungsber. d. Heidelberg. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl. 1918.)
- Jeffreys, H.: Problems of denudation. (Phil. Mag. (6.) **36**. 179—190. 1918.)
- Schneider, K.: Das Werden des Erdantlitzes. I. 103 p. Leipzig 1918.
- Behrend, F.: Über die Entstehung der Inselberge und Steilstufen, besonders in Afrika, und die Erhaltung ihrer Formen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. B. Monatsber. **70**. 154—167. 1918.)
- Passarge, S.: Die Grundlagen der Landschaftskunde. Lehrbuch und Anleitung zu landschaftskundlicher Forschung und Darstellung. Bd. I. Beschreibende Landschaftskunde. 16, 209 p. 18 Taf. Hamburg 1919.
- Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften. (PETERM. Mitt. **65**. 41—46. 1919.)
- Baschin, O.: Die Erosion und ihre untere Grenze. (PETERM. Mitt. **65**. 11. 1919.)
- Erosion und Erosionsbasis. (Die Naturw. **7**. 678—680. 1919.)
- Wilckens, O.: Die verschiedenen Umbildungsreihen in der Entwicklung von Fastebenen. (Die Naturw. **7**. 736—738. 1919.)
- Johnson, D. W.: Shore processes and shoreline development. 8°. New York 1919.
- Nowak, E.: Zur Entstehungsgeschichte des Adriatischen Meeres. (Die Naturw. **7**. 929—934. 1919.)

Eis und seine Wirkungen.

- Jaekel, O.: Vier nordische Eiszeiten. (16. Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald 1916/17. 41 p. 1917.)
- Behr, F. M.: Über geologisch wichtige Frosterscheinungen in gemäßigten Klimaten. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. B. Monatsber. **70**. 95—117. 2 Taf. 1918.)
- Eckardt: Die Eiszeit und ihre klimatischen Ursachen. (Geogr. Anzeiger. **20**. Heft 7—8. 1919.)
- Zache, E.: Die diluviale Eisdecke und die letzte Krustenbewegung in Norddeutschland. (Naturw. Wochenschr. **18**. 161—168. 1919.)

Wind und seine Wirkungen.

- Lehmann, F. W. P.: „Dünenbeobachtungen im Altertum“ und Bemerkungen zu moderner Kymatologie und Triebssanderklärung. (PETERM. Mitt. **65**. 103—104. 1919.)
- Keilhack, K.: Die Nordgrenze des Löß in ihren Beziehungen zum nordischen Diluvium. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. B. Monatsber. **70**. 77—79. 1. Karte. 1918.)

- Schmittheuner, H.: Die chinesische Lößlandschaft. (Geogr. Zeitschr. 25. 308—322. 1919.)
- Gradmann, R.: Zur Steppenfrage. (PETERM. Mitt. 65. 100—102. 1919.)
- Walther, J.: Der „Begriff“ der Steppe. (PETERM. Mitt. 65. 102. 1919.)
- Jakowleff, S. A.: Triebssande und die damit zusammenhängenden Probleme. (Mitt. Russ. Geogr. Ges. Petersburg. 51. 1—25. 1915. Russisch.)
- Lehmann, F. W. P.: Ein Binnendünenproblem. (PETERM. Mitt. 64. 124—126. 1918.)

Tektonik.

J. E. Spurr: The relation of ore deposition to Faulting. (Econ. Geol. 11. 1916. 601—621).

Verf. schlägt auf Grund seiner Beobachtungen an Gold-, Silber-, Kupfer-, Blei-, Zinklagerstätten im nordamerikanischen Kordillereengebiet (Aspen, Leadville, San Juan im Staate Colorado, Ray, Arizona, Tonopah, Nevada, Georgetown-Quadrangle) sowie in Mexiko (Dolores Gr., Matehuala, Tiro General bei Charces im Staate San Louis Potosi, Velardeña, Durango) folgende Arbeitshypothesen über die Beziehungen des primären Erzabsatzes zu den Verwerfungen für diese Lagerstättengruppe vor.

1. Wanderung der Magmen, Erzabsatz und Dislokationen sind miteinander verknüpft.
2. Die Erze setzten sich bald nach der Intrusion ab, was auf unmittelbare Abhängigkeit ihrer Entstehung von der Magmenbewegung schließen läßt.
3. Die Erze bildeten sich in einem klar bestimmten erdgeschichtlich kurzen Zeitabschnitt.
4. Die Erzgänge folgen deutlichen Spalten, die im Streichen und Fallen lang aushalten, jedoch von nur geringen Verwerfungsbewegungen begleitet sind.
5. Nach oder noch während des Erzabsatzes begann eine Zeit großer Gebirgsbewegungen, die manchmal bis zu einer erdgeschichtlich jungen Zeit andauern.
6. In den meisten Fällen begleitet die Verwerfungen eine domförmige Erhebung eines im rohen mit dem Erzrevier zusammenfallenden Gebiets.

B. Silberstein.

- Sapper, K.: Über Gebirge und Gebirgszentren. (Geogr. Zeitschr. 24. 115—129. 1918.)
- Stille, H.: Über Hauptformen der Progenese und ihre Verknüpfung. (Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 32 p. 1918.)
- Alt- und junge Saamtiefen. (Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1 Fig. 36 p. 1919.)

- Quiring, H.: Über Verlauf und Entstehung von Querstörung in Faltengebirgen. Nach Beispielen aus dem rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. (Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinen-Wesen i. Preuß. Staate. 67. Heft 3. 1919.)
- Nußbaum: Die heutigen Anschauungen über den Bau und die Entstehung der Alpen. (Geogr. Anzeiger. 20. Heft 1 und 2. 1919.)
- Wilckens, O.: Was ist unter „Scharung“ zu verstehen? (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 71. B. Monatsber. 105—113. 1919.)

Regionale Geologie.

Deutschland.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 190 mit den Blättern Fischhausen, Medenau, Königsberg-West und -Ost, Zimmerbude, Brandenburg, Ponarth und Ludwigswalde.

Das Gebiet um den unteren Pregel und seine Mündung in das Frische Haff ist auf den vorliegenden Blättern dargestellt. Im Norden und Süden von Hochflächen begrenzt, die zum weit überwiegenden Teile aus Geschiebemergel bestehen, erweitert sich das Pregeltal hart unterhalb Königsberg zu der großen Pregel-Haff-Niederung, deren südlicher Teil von dem östlichen Ausläufer des Frischen Haffes eingenommen wird. Während das Flußtal am Ostrande des Blattes Königsberg-West, innerhalb der Stadt, nur 3 km breit ist, dehnt sich die Pregel-Haff-Niederung am Westrande des gleichen Blattes bereits über 12 km in nordsüdlicher Richtung aus.

Eine diluviale, vorwiegend aus Talsanden bestehende, aber auch ausgedehnte Lager von Talkiesen enthaltende Terrasse begleitet den Fluß auf beiden Seiten oberhalb Königsberg nahezu lückenlos und reicht im Haberberge bis in das Weichbild der Stadt hinein. Ihr entspricht die mittlere Terrasse der Pregel-Haff-Niederung, welche die ausgedehnten hochgelegenen Flächen dieses Gebietes, namentlich der Kaporner Heide zusammensetzt. Dieser gehören hier die Kiesvorkommen bei Moditten am Nord-, bei Heidemaulen und Haffstrom am Südufer an. Der Aufbau und die Zusammensetzung dieser großen Kies-, stellenweise sogar Schotterlager deutet auf starke Wassergeschwindigkeit hin.

Die tieferen Sandflächen der Pregel-Haff-Niederung gehören einer niedrigeren diluvialen Terrasse an. Auf der heutigen Hochfläche liegen um die Pregel-Haff-Niederung noch in einzelnen Sandfetzen die Reste einer höheren Terrasse.

Die tiefst gelegenen Flächen innerhalb und zwischen diesen Terrassen, namentlich aber das ganze Pregeltal erfüllen mächtige Alluvionen, die

oberhalb Königsberg allein aus Flachmoortorf, unterhalb auch aus ausgedehnten Faulschlammvorkommen bestehen.

Im Norden des Gebietes liegen auf den Blättern Fischhausen und Medenau die südlichen Teile der großen Samländischen Endmoräne, deren östliche Fortsetzung auf dem Blatte Königsberg-Ost ein annähernd nord-südlich verlaufender Zug mit schmalem, westlich vorgeschüttetem Sandr darstellt.

Bemerkenswert ist, daß im Süden des Pregeltales auf der heutigen Hochfläche der Deckton bereits in großen geschlossenen Flächen vorhanden ist, während er im Norden desselben nur erst in wenigen kleinen, zerstreut liegenden Vorkommen auftritt.

Über die Lagerungsverhältnisse der tieferen diluvialen Schichten, namentlich aber der älteren Formationen, von denen nur noch Tertiär und Kreide in Frage kommen, geben die Profile auf dem Rande der Kartenblätter Auskunft. Bis auf das Unteroligocän sind vorquartäre Schichten nur erbohrt worden. Ersteres ist auf dem Blatte Königsberg-West in einem niedrigen Höhenrücken unweit östlich von Warglitten durch flache Gräben aufgeschlossen. Von den Profilen ist dasjenige auf Königsberg-Ost interessant, welches das tiefe Hinabgehen der Unterkante des Diluviums im Untergrunde von Devau zeigt (etwa 90 m — NN); ferner dasjenige auf Ludwigswalde, welches die nahezu horizontale Lage der Kreideoberfläche (um 50 m — NN) fast immer unmittelbar unter Diluvium darstellt. Das tiefe Hinabsinken der Kreideoberfläche, verbunden jedoch mit ungewöhnlich starkem Anschwellen der tertiären Schichten ist in dem Profil auf Königsberg-West angedeutet. Das gleiche Profil zeigt an benachbarter Stelle auch wieder das tiefe Hinabsteigen der Unterkante des noch nicht einmal durchsunkenen Diluviums. Das Profil auf dem Blatt Ponarth zeigt einmal das bekannte hohe Aufragen der Kreideoberfläche (bis 11 m — NN) im Untergrunde von Holstein an der Pregelmündung, sodann die Überschiebung einer aus Tertiär und Kreide bestehenden Scholle auf Unteroligocän im Untergrunde von Kalgen. Die Stadt Königsberg ist dort angelegt, wo das Pregeltal unmittelbar vor seiner Verbreiterung zur Pregel-Haff-Niederung noch durch die Inseln des Haberberges und Nassen Gartens eingeengt wurde.

Für das eingehendere Studium sei auf die Erläuterungen zu den einzelnen Blättern hingewiesen, die recht ausführlich sind und besonders meist eine beträchtliche Zahl von Bohrungen enthalten, die teils zum Zwecke der Wassererschließung, teils zu anderen technischen Zwecken oft bis zu recht bedeutender Tiefe niedergebracht wurden. Jeder Erläuterung ist ein Übersichtskärtchen beigegeben, welches das Gebiet der Lieferungen 190. 205 und 206 umfaßt, d. h. das gesamte Samland und noch je eine Blattreihe südlich und östlich der vorliegenden Lieferung.

Preuß. Geol. Landesanstalt.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 203 mit den Blättern Scharfenort, Samter, Ottorowo, Kazmierz, Duschnik, Groß-Gay.

Das kartierte Gebiet umfaßt den Teil der Westposener Hochfläche, der unmittelbar südlich von Wronke und Obersitzko und nördlich von Buk gelegen ist. Den äußersten Nordosten durchfließt die Warthe, deren alluviale und diluviale Terrassen einen großen Teil der Blätter Scharfenort und Samter einnehmen. An sie schließen sich nach Süden zu zwei große Staubecken an, deren Höhenlage um ungefähr 10 m voneinander abweicht, und von denen die höher gelegene sich bis hart an den Südrand des Blattes Groß-Gay erstreckt. Es wird dort von dem Hauptzuge der mittelposenschen Endmoräne begrenzt, der sich vom Westrande des Blattes Ottorowo über den nordöstlichen Teil des Blattes Duschnik und quer über das Blatt Groß-Gay bis in seinen südöstlichsten Teil hinzieht. Im Norden und Süden sind ihm einige Vorstaffeln vorgelagert, die sich z. T. an langgezogenen Höhenrücken, z. T. in vereinzelt Kuppen von oft recht ansehnlicher Höhe über die ebenen Gebiete der Blätter Scharfenort, Ottorowo, Duschnik und Groß-Gay erheben. Den Hauptzug der Endmoräne begleitet im Norden ein breiter Gürtel kuppiger Grundmoränenlandschaft, der durch zahllose, mit alluvialen Ablagerungen erfüllte Einsenkungen von z. T. recht beträchtlicher Ausdehnung und Tiefe charakterisiert ist. Zu diesen gehören auch die größten Seen des Gebietes. Sandbildungen vor der Endmoräne sind im großen und ganzen nur schwach entwickelt; nur zwischen den beiden südlichsten Vorstaffeln zwischen Scharfenort und Ottorowo bedecken sie weite, zusammenhängende Flächen. In diesen finden sich auch die bedeutendsten Dünenbildungen des Gebietes, die z. T. als mehrere Kilometer lange Strichdünen, z. T. als Bogendünen entwickelt sind. Andere Dünen sind in den Staubeckenebenen und im diluvialen Warthetal zur Entwicklung gelangt. Besonders beachtenswert ist noch der südlichste Teil des langgestreckten Buk—Montiner Os, dessen Wallberge in nordsüdlicher Richtung den östlichen Teil des Blattes Duschnik durchziehen.

Preuß. Geol. Landesanstalt.

-
- Jaekel, O.: Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers. (Z. D. G. G. 69. Abh. 81—176. 2 Taf., 35 Textfig. Berlin 1917.)
- Scupin, H.: Beiträge zur Geologie des östlichen Harzvorlandes. 4. Die Beziehungen der Solquellen der Gegend von Halle zum Gebirgsbau. (Zeitschr. f. Naturwiss. 86. 263—296. 5 Fig. Leipzig 1916.)
- Follmann, O.: Abriß der Geologie der Eifel. (Die Rheinlande in naturwissenschaftlichen und geologischen Einzeldarstellungen. Hrsg. von Dr. C. MORDZIOL. No. 11. 90 p. 28 Abb. Braunschweig 1915.)
- Brunhuber, A.: Die geologischen Verhältnisse von Regensburg und Umgebung. (Ber. naturwiss. Ver. z. Regensburg. 15. Heft für 1913—1916. Mit 1 Übersichtskarte, 2 Profiltafeln und Textfiguren. Regensburg 1917.)

- Bubnoff, S. v.: Beiträge zur Tektonik des Schwarzwaldes. (Eclog. geol. helvet. 14. 1916. 242—246. Lausanne 1917. Vorläufige Mitteilung.)
- Keßler, P.: Geologische Beobachtungen im Reichslande. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 71. 1919. 152—163.)
- Krusch, P.: Der Gebirgsbau im holländisch-preußischen Grenzgebiet von Winterwijk, Weseke, Buurse usw. (Ein holländisch-deutscher Grenzgebirgsrest). (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 71. 1919. Monatsber. 139—149. 2 Textfig.)

Siehe auch: GAGEL, p. -235-; E. MEYER, p. -236-; HESS v. WICH-DORFF, p. -237-; KLAUTZSCH, p. -237-, -238-; SONNTAG, p. -237-; KORN, p. -238-; E. TIETZE, p. -239-.

Böhmen.

J. E. Hibsich: Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges. Blatt VIII (Salesel) nebst Erläuterungen. (Min.-petr. Mitt. 34. 73—201. Wien 1917. 1 geol. Karte, 3 Taf. u. 4 Textfig. — Aufgenommen von J. E. HIBSCH, G. IRGANG, A. PELIKAN und F. SEEMANN. Zusammenfassung und Erläuterungstext von J. E. HIBSCH.)

Blatt Salesel erstreckt sich über einen Teil der Mitte des Böhmisches Mittelgebirges, das hier tafelförmig gestaltet ist, einzelne aufgesetzte Bergrücken und Kegel (bis 705 m S. H. reichend) trägt und 3—400 m tief eingesägte Talfurchen besitzt, in denen sich die Elbe und ihre Zuflüsse bewegen. Die Elbrinne folgt einem Senkungsgraben, der für die diluviale Talerosion die Bahn vorzeichnete. Die gegenwärtigen Oberflächenformen sind das Ergebnis von Abtrag und Erosion, die, seit dem Ausgange der Tertiärzeit wirkend, das Land um rund 300 m erniedrigten.

Am geologischen Aufbau beteiligen sich Glieder der oberen Kreideformation, mitteloligocäne Süßwasserablagerungen, tertiäre Eruptivmassen, Diluvial- und Alluvialbildungen. Von Kreidesedimenten sind vorhanden unterturonone feinkörnige Sandsteine mit mergeligem Bindemittel, der Zone des *Inoceramus labiatus* angehörend, mittelturone grobkörnige Quarzsandsteine (Zone des *I. Brongniarti*), dann Kalk- und Tonmergel, die das Oberturon (Scaphiten- und *Cuvieri*-Zone) und den untersten Emscher vertreten. Die Zugehörigkeit der obersten Tonmergel dieser Schichten-gruppe zum Emscher ist durch einen, zwischen dem Großen und Kleinen Debus-Berge gefundenen Abdruck von *Mortinoceras texanum* RÖMER neuerdings erhärtet.

Im südlichen Gebietsanteile treten Kreideablagerungen in zusammenhängender Weise auf. Sie sind durch Brüche in zahlreiche Schollen zerlegt. Von der Tschernosek—Lichtowitzer Gneiskuppel an, die knapp südlich des Südrandes der Karte abbricht, versinken die Schollen staffelförmig von Süd nach Nord entlang von fünf in der Erzgebirgsrichtung verlaufenden Brüchen in immer größere Tiefen, die Oberkante der Kreide-

mergel fällt von 400 m S. H. auf 140 m herab und die Kreidesedimente verschwinden im mittleren und nördlichen Kartenanteile unter der jüngeren Bedeckung.

Auf den Kreidemergeln lagern konkordant (mit Ausschluß eocäner Gebilde) mitteloligocäne Süßwassersande, Sandsteine, Letten, Brandschiefer und Braunkohlenflöze. Sie verbreiten sich über das ganze Kartengebiet, zeigen die gleiche Zerstückelung in Schollen und dieselben Lagerungsverhältnisse wie die liegenden Kreidesedimente. Die Sande (hell gefärbte Quarzsande) erreichen eine Mächtigkeit von 120 m, die sie an manchen Orten vertretenden Letten (tonähnlich aussehende, graue oder bräunlichgraue, erdige, wesentlich aus feinem Quarzstaub, wenig beigemengten tonigen Substanzen und organischen Kolloiden bestehende Massen) nur von 80 m. Beim Dorfe Salesel und südlich Sebusein sind den Quarzkörnern der Sande bis 17 Teile v. H. Kaolinschüppchen beigemengt; solche Kaolinsande werden technisch verwertet.

Durch Zufuhr und nachfolgende konkretionäre Abscheidung von Kieselsäure an bestimmten Stellen der Sande wurden diese zu kieseligen Sandsteinen verkittet, die z. T. zusammenhängende Bänke, häufiger lose, verstreute Blöcke bilden. Auch die feinen Quarzteilchen der Letten sind stellenweise durch die gleichen Vorgänge zu knollenförmigen quarzitischen Konkretionen verfestigt worden.

Den mitteloligocänen Sedimenten sind Brandschiefer und schwache Braunkohlenflöze (Lignit und Pechglanzkohle) eingeschaltet.

Dem Oberoligocän gehören von Sedimenten nur Diatomeenschiefer und weit verbreitete, 10—20 m mächtige Lager von Tuffiten an.

Von Westen her reichte das große miocäne Süßwasserbecken ins Gebiet herein; es hinterließ am Westrande der Karte lappenförmige Absätze von bräunlichgrauen Braunkohlenletten.

Im Oberoligocän begannen vulkanische Eruptionen, die offenbar bis ins Miocän anhielten und mannigfaltige Eruptivmassen förderten, deren Mächtigkeit trotz großen Abtrages heute noch 300 m erreicht. Die Eruptivgebilde stellen nicht das Ergebnis einer großen einheitlichen Eruption eines zentralen Ausbruchsherd, eines Kraters oder einer einzigen Spalte dar, sondern sie entstammen zahlreichen, öfters sich wiederholenden Einzelausbrüchen, die an verschiedenen Stellen stattfanden. An den Tallehnen der Elbe und ihrer Zuflüsse wechseln Decken und Ströme verschiedener Eruptivgesteine mit Tufflagen in bunter Folge. Die von den ausbrechenden Magmen benützten Wege von der Tiefe des vulkanischen Herdes zur Oberfläche folgen nur z. T. vorhandenen Bruchspalten, namentlich Basaltausbrüche fanden entlang bestimmter Brüche statt. Aber auch außerhalb der Brüche wurden Wege eröffnet für die Förderung vulkanischer Massen nach oben, namentlich in Form von Schloten.

Die Eruptivkörper bestehen aus Feldspatbasalten (etwa 100 Einzelkörper), Nephelinbasalten (30), Glasbasalten, Lencitbasalten (20), Melilit-

Nephelinbasalt, Leucitbasaniten (25), Nephelinbasaniten (3), Sodalith-tephriten (15), Leucittephriten (2), aus 12 camptonitischen und 3 Sodalith-gangteitgängen, endlich aus Phonolithen (10). Anordnung nach der Reihenfolge ihres Ausbruches. Sie bilden Decken, Gänge, Gangstöcke, Quellkuppen (Phonolith und einige Sodalithtephrite) sowie Schlotausfüllungen. Auf 73 Seiten des Erläuterungstextes werden die Eruptivgesteine nach ihrer mineralischen Zusammensetzung, Struktur, ihrem Auftreten und ihren Lagerungsverhältnissen ausführlich beschrieben. Die Gesteinsgemengteile werden nicht nur nach ihrer Art angeführt, sondern es wird auch die Menge, mit der sie sich am Aufbau beteiligen, hervorgehoben. So bestehen die Alkali-(Feldspat-)Basalte des Gebietes aus 60—80 Raumteilen v. H. basaltischen Augits, Olivin (5 R.T.). Magnetit (5—7, ausnahmsweise 10—12 R.T.), Plagioklas (10—25, vereinzelt bis 40), Gesteinsglas fehlt häufig ganz, kann aber auch bis zu 40 R.T. ansteigen. Drei Perioden der Mineralausscheidung aus dem Magma werden unterschieden, die intratellurische, die der ersten Oberflächenerstarrung und die hydrothermale. Recht ausführlich wird die Ausscheidungsfolge der Minerale, ihre Auflösung im Magma, die Unterbrechung ihres Wachstums und die erneute Bildung während der genannten Perioden beschrieben, besonders die Ausscheidung von Hornblende und Biotit, ihre magmatische Lösung und Wiederausscheidung, ferner die Lösung von Olivin und Augit, die Entstehung von Rhönit. Auf die Ursachen dieser Erscheinungen wird hingewiesen.

Auffällig ist das Auftreten von Melilith-Nephelinbasalt im Kartengebiet. Er bildet fünf kurze, 8—10 m mächtige Gänge, die mit basaltischen Tuffen und Breccien eine Gangspalte ausfüllen. Es ist das an Kieselsäure ärmste Gestein des Böhmisches Mittelgebirges (siehe nachstehende chemische Zusammensetzung). Schöne Gesteine stellen die deckenförmig auftretenden Leucitbasanite dar; sie zeichnen sich durch größere Ausscheidlinge von Olivin, Augit, Biotit und Magnetit aus und führen die bekannten Rubellane von Schima. Deren Bildung aus Biotit wird beschrieben.

In Leucitbasalten finden sich mikroskopisch-kleine regelmäßige Verwachsungen von Olivin mit Nephelin, a-Achse des Olivin // zur c-Achse des Nephelin, c- und b-Achsen des Olivin \perp zur c-Achse des Nephelin.

Der basaltoide Sodalithtephrit des Schieferberges bei Salesel, dessen Teile in ihrer mineralischen Zusammensetzung und Struktur sehr verschiedenartig ausgebildet sind, beherbergt in Blasenräumen die bekannten schönen Drusen von Zeolithen (Analcim, Natrolith und Mesolith, Apophyllit, Thomsonit, Phillipsit, Gismondin) und Calcit. Er ist sonst dicht und schwarz, stellenweise aber dunkelgrau, reich an Poren, schaumig-bimsteinartig entwickelt, dicksänlig und plattig oder kugelig abgesondert. Bei normaler Ausbildung besteht das basaltähnliche, aber olivinfreie Gestein aus 5 Raumteilen (v. H.) Magnetit, 40—50 Raumteilen basaltischem Augit, Plagioklas (30), Sodalithminerale (10—15) und aus 4—5 Raumteilen unwesentlicher Gemengteile (Hornblende mit Rhönit,

Meroxen, Leucit, Nephelin, Apatit und farbloses Glas). Chemische Zusammensetzung folgt nachstehend. Sodalithtephrit vom Alten Berge bei Radzein führt in Blasenräumen Zeophyllit.

Von Phonolithen treten tephritische Sodalithphonolithe, trachytische Nephelin-Sodalithphonolithe und trachytische Analcim-Sodalithphonolithe auf. Die letzteren enthalten primären, in der letzten Erstarrungszeit entstandenen Analcim. Chemische Zusammensetzung des Analcim-Sodalithphonoliths vom Kleinen Debusberge folgt unten.

Im Nephelinsodalithphonolith des Kletschenberges treten von den als Hainit bezeichneten kleinen Prismen und Plättchen, die zwei verschiedenen Mineralgattungen angehören und vorläufig als Hainit I und Hainit II unterschieden werden, nur die letzteren (Hainit II) auf. Die Unterscheidungsmerkmale von Hainit I und II sind hervorgehoben.

Die Diluvialgebilde zerteilen sich in auffallend hoch (bis 300 m über dem Elbspiegel) gelegene Flußsande am Deblik-Berge, in die Anschwemmungen der Hoch-, Mittel- und Niederterrassen und die umgelagerten Lößlehme.

Am Schlusse werden die auf zahlreichen Mineralfundorten anbrechenden schönen Mineralstufen mit Berücksichtigung der Entstehung und Paragenesis ihrer Mineralgattungen aufgezählt. Genannt seien hier nur Analcim, Apophyllit, Aragonit, Chabasit, Gismondin¹, Hyalith, Mesolith, Natrolith, Phakolith, Phillipsit, Rubellan, Thomsonit (z. T. in regelmäßiger Verwachsung mit Natrolith) und Zeophyllit.

	I.	II.	III.
Si O ₂	35,69	46,88	50,82
Ti O ₂	2,70	2,13	0,34
P ₂ O ₅	1,52	0,68	0,001
SO ₃	—	—	0,45
Cl	—	—	0,11
Al ₂ O ₃	13,27	17,15	20,56
Fe ₂ O ₃	4,03	5,86	2,42
Fe O	9,70	4,81	1,25
Mn O	0,60	0,33	0,36
Ca O	15,63	9,44	5,15
Mg O	10,77	4,12	0,52
K ₂ O	1,31	2,02	7,48
Na ₂ O	4,18	4,63	5,59
H ₂ O chem.	0,02	0,99	H ₂ O 4,95
Feuchtigkeit	0,68	0,92	—
CO ₂	—	0,34	—
Summe	100,10	100,30	100,00

¹ Chemische Zusammensetzung des Gismondin vom Schieferberg bei Salesel nach einer Analyse von G. TSCHERMAK (Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss. Wien 1917. Math.-nat. Kl. I. 126. 549): Si O₂ 35,78, Al₂ O₃ 28,00, Ca O 13,90, Na₂ O 2,04, H₂ O 20,41; Summe 100,13.

Chemische Zusammensetzung: I. Melilith-Nephelinbasalt südlich der Buschmühle bei 250 m S. H., Sebusein SO. Analyt. F. HANUSCH. Spez. Gew. 3.123. II. Basaltoider Sodalithtephrit vom Schieferberg bei Salesel. Analyt. F. HANUSCH. Spez. Gew. 2.764. III. Trachytischer Analcim-Sodalithphonolith vom Kleinen Debus bei Praskowitz. Analyt. J. GÖSSL.

Hibsch.

J. E. Hibsch und F. Seemann: Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges. Blatt IX (Leitmeritz—Triebtsch) nebst Erläuterungen. (Min.-petr. Mitt. 32. 1—128. Wien 1913. 1 geol. Karte und 15 Textfig.)

Dieses Blatt umfaßt den gegen Süd sanft abfallenden Südteil des mittleren Böhmisches Mittelgebirges. Durch Erosion und einseitigen Abtrag ist der Kreidesockel, auf dem tertiäre Süßwasserablagerungen und Eruptivmassen ruhen, gut aufgeschlossen. Auch die Ergebnisse zahlreicher Bohrungen, die durch alle Kreidesedimente bis ins Rotliegende niedergestoßen wurden, lieferten Anhaltspunkte, um die Gliederung der Mergelfazies der nordböhmischen oberen Kreide besser zu begründen, als es auf den übrigen Blättern der Mittelgebirgskarte möglich war. Alle Kreidestufen, die zur Mitteloligocänzeit noch vorhanden waren, wurden durch die Überdeckung seitens der Tertiärgebilde vor dem späteren Abtrage geschützt und blieben erhalten. Insgesamt erreichen die Kreidesedimente eine Mächtigkeit von 250 m mit nachstehender Gliederung (siehe Tabelle p. -200-),

Die petrographische Entwicklung der einzelnen Stufen ist äußerst mannigfaltig und im gleichen Horizont rasch wechselnd. Die Ablagerungen der oberen Kreide vom Turon bis zum unteren Emscher treten in zusammenhängender Weise im südlichen und östlichen Kartenteile zutage und bedecken einen weiten Raum. Cenoman und Perm im Liegenden sind nur durch Bohrungen erschlossen.

Nur die Grenzen zwischen den Zonen des *Inoceramus labiatus* und des *Inoc. Brongniarti* sowie zwischen der unteren und oberen Scaphitenzone sind scharf. Eine Trennung der Zone des *Inoc. Brongniarti* von der unteren Scaphitenzone ist nicht durchführbar. Beide Stufen stellen eine in petrographischer Hinsicht sehr wechselnde, aber durch die Petrofaktenführung einheitliche, 50—70 m mächtige Schichtengruppe dar, die in ihrer ganzen Ausdehnung *Inoc. Brongniarti* und in ihren oberen Lagen noch *Scaphites Geinitzi*, *Spondylus spinosus* und *Terebratula semiglobosa* führt. Ebensowenig ist eine Abtrennung der oberen Scaphitenzone von der *Schlönbachi*-Zone und dieser vom unteren Emscher möglich, alle drei Zonen bilden eine 70—100 m mächtige, vorzugsweise aus Tonmergeln bestehende Einheit.

Die Kalkmergel der unteren Scaphitenstufe westlich von Leitmeritz werden zur technischen Verwendung in mehreren Stollen bergmännisch abgebaut. Die chemische Zusammensetzung dieser Mergel folgt unten.

Emscher	Schichten mit <i>Ammonites subtricarinaratus</i> , <i>Haberfellneri</i> und <i>texanus</i>			
Oberturon	Zone des <i>Inoceramus Cuvieri</i> GOLDF. (= <i>I. Schlönbachi</i> BÖHM)	Tonmergel, Kalkmergel, dünnplattige Kalkmergel, im unteren Teile mit zahlreichen Individuen von <i>Itoceramus latus</i> Sow. Stellenweise durch Infiltration mit Kieselsäure harte und klingende, dünne Mergelplatten		Mächtigkeit 70—100 m
	Obere Scaphitenzone mit <i>Scaphites Fritschi</i> GROSS., <i>Sc. Geinitzi</i> und Übergangsformen zu <i>Sc. Lamberti</i>			
Mittelturon	Untere Scaphitenzone mit <i>Spondylus spinosus</i> und <i>Scaphites Geinitzi</i>	Kalkmergel, wechselagernd mit Tonmergeln, mit <i>Inoc. Brongniarti</i> Sow. (<i>Lamarcki</i> PARK.), im oberen Teile auch <i>Spondylus spinosus</i> , <i>Scaphites Geinitzi</i> , <i>Terebr. semiglobosa</i> u. <i>Inoceramus latus</i> . Im SW des Gebietes	Kalkmergel, wechselagernd mit sandigen Kalkmergeln und Kalksandsteinen. Im NO des Gebietes	Mächtigkeit 50—70 m
	Zone des <i>Inoceramus Brongniarti</i> (= <i>Lamarcki</i> PARK.)	Sandsteine mit kalkigem Bindemittel, zuweilen glaukonitführend		
Unterturon	Zone des <i>Inoceramus labiatus</i> SCHLOTH.	Sandige Kalkmergel und Kalksandsteine, z. T. auch wechselagernd mit Kalkmergeln	Kalkmergel am Ostrande des Blattes	Mächtigkeit 50—60 m
Cenoman	Zone der <i>Ostrea carinata</i>	Graue Sandsteine, grüne Letten, weiße Sandsteine, Kalkmergel	Grauer Sandstein, Sande und sandige Kalkmergel	Mächtigkeit 40—55 m
	Zone der Crednerien	Bituminöse schieferige Letten und bituminöse Sandsteine	Grauer Sandstein, weißer Sandstein	
Perm	Rotliegendes	Gelbgraue und weiße Schiefer, roter Letten		bis 57 m angebohrt

In der Umgebung von Leitmeritz ist die oberste Schichtengruppe der Kreide zum größten Teil in Form eintöniger, weißgrauer, an Inoceramen reicher Mergel entwickelt, die aus den sonst vorhandenen weichen Tonmergeln durch Durchtränkung mit Kieselsäure hart, klingend geworden sind und in dünne Platten zerfallen. Ihr Gehalt an SiO_2 beträgt fast 42 %. Siehe nachstehende chemische Zusammensetzung.

Durch zahlreiche, in den Richtungen W—O und N—S verlaufende Brüche sind die Kreideablagerungen in viele, gegeneinander verworfene Schollen zerlegt, so daß recht verwickelte Lagerungsverhältnisse herrschen. Hervorzuheben ist ein staffelförmiges Einfallen der Schollen von Nord gegen das Elbtal im Süden.

Über den Kreidesedimenten lagern in der größeren nördlichen Hälfte des Kartengebietes Gebilde tertiären Alters. Nach ihrem Ursprunge gliedern sie sich in Süßwasserablagerungen und vulkanische Ausbruchsmassen. Die ersteren bestehen aus mitteloligocänen Quarzsanden und Sandsteinen, Letten und kieseligen Sandsteinen mit einer Gesamtmächtigkeit von 140—150 m, ferner aus oberoligocänen Tuffiten mit Braunkohlenflözen und Diatomeenschiefern, von denen die letzteren Basalttuffen eingelagert sind. An manchen Orten wechsellagern Sande und Letten, an anderen treten nur Sande oder nur Letten auf. Die Letten bestehen aus sehr feinen, abgerundeten Quarkörnchen, denen trübe Anhäufungen toniger Teilchen beigemischt sind. Sie sind dicht, erdig, grau bis bräunlichgrau. Die kieseligen Sandsteine treten entweder in Form loser Blöcke (Knollensteine) auf oder sie bilden Bänke. Stets sind sie aus Sanden hervorgegangen durch Zufuhr und konkretionären Absatz von SiO_2 . Bei Skalitz, Schüttenitz und Pohorschan, besonders am ehemaligen „Pfarrbusch“ bei Schüttenitz enthielten die Sandsteine Reste einer mitteloligocänen Flora, die wohl nur 60 Pflanzenarten umfaßt, aber für die Festlegung des mitteloligocänen Alters dieser sonst ganz fossilfreien Ablagerungen Bedeutung gewinnt.

Mitteloligocäne Ablagerungen brechen an ihrem Südrande mit ihrer vollen Mächtigkeit von 140—200 m ab. Sie verbreiteten sich früher viel weiter nach Süd, ihr gegenwärtiger Südrand ist die von Süden her erreichte Abtragungsgrenze.

Von oberoligocänen Gebilden sind vorhanden: Tuffite, schwache Braunkohlenflöze, Diatomeenschiefer und Eruptivmassen. Tuffite bilden wenig mächtige (5—20 m) Lagen im Hangenden der mitteloligocänen Sande, namentlich in der Umgebung von Welbine und Hlinay, wo sie auch Kohlenflöze einschließen, die früher bei Hlinay abgebaut wurden. Diatomeenschiefer treten bei Skalitz, Mentau und am „Frischen Brünnel“ nördlich Kundratetz als Lager zwischen Basalttuffen, nur bis 2 m mächtig, auf und führen reichlich organische Reste (11 Tier- und nahezu 300 Pflanzenformen), die ein oberoligocänes Alter dieser Ablagerungen beweisen. Eruptivmassen finden sich in großer, im nordwestlichen Gebietsteile bis 240 m ansteigender Mächtigkeit. Trotzdem zeigen die vorhandenen Gesteinsarten keine besondere Mannigfaltig-

keit Es treten auf: Basalttuffe und Basalte (Feldspatbasalte an 100 Einzelkörper, 27 Körper von Nephelinbasalten, 2 Leucitbasalt, 26 Glasbasalt); 6 Basanite; Tephrittuffe und Tephrite (30 Sodalithtephrite, 18 Nephelin- und 10 Leucittephrite, ferner Glastephrite und zeolithisierte Tephrite); 6 camptonitische und gauteitische Ganggesteine; 13 Phonolithkörper. Ausbrüche dürften in vorstehender Reihenfolge stattgefunden haben. Sie lassen sich nicht auf einen einheitlichen Ausbruchsort (Zentralkrater) zurückführen, sondern sie entfloßen vielen zerstreuten Stellen, Schloten und Bruchspalten. Basalte und Tephrite bilden mit Tufflagen im zentralen und nordwestlichen Teile ein mannigfaltig aufgebautes System von zahlreichen, 40—75 m mächtigen, decken- und stromförmigen Körpern. Unter den Tephriten sind Glastephrite ausgeschieden worden, schwarze oder schwarzgraue, olivinfreie Gesteine, wesentlich bestehend aus Erzkörnchen, basaltischem Augit, etwas Biotit, Plagioklas (Labrador und Andesin), Alkalifeldspat und ganz vereinzelt Nephelinkristallen, alles eingebettet in eine farblose oder braune Glasbasis. Diese erscheint als der Träger aller Gemengteile, sie vertritt den sonst in den Tephriten neben Plagioklas vorhandenen farblosen Gemengteil (Nephelin, Leucit oder Sodalith). Chemische Zusammensetzung folgt unten. Außer Glastephriten finden sich noch zeolithisierte Tephrite vor, die teils aus Sodalith-, teils aus Nephelin-Tephriten hervorgegangen sind. Es sind schwarzgraue, feinkörnige oder porphyrische, blasenreiche, aus einem Gewebe von Magnetit, basaltischem Augit, etwas Biotit, zonar gebauten Plagioklastafeln (Kern von Labrador, Säume anorthitärmer, äußerster Rand Anorthoklas), Andesin- und Alkalifeldspatleisten, Analcim, Natrolith und Phillipsit bestehende Gesteine. Die zahlreichen kleinen Blasenräume sind mit den gleichen Zeolithen erfüllt. Auch im Innern der Feldspatkristalle sind reichlich Zeolithe, am häufigsten Analcim, in verschiedener Form angesiedelt. Bisweilen ist vom ganzen Plagioklaskristall nur der Saum aus Alkalifeldspat noch vorhanden, der einen trüben, aus zeolithischen Substanzen bestehenden Kern einschließt. Chemische Zusammensetzung folgt unten. Phonolithe bilden zumeist schildförmige, über ihren Ausbruchstellen sitzende Körper. Von größeren Eruptivmassen sind nur Abtragsreste übrig, wie der „Lange Berg“ und die „Panna“; beide erscheinen topographisch als einheitliche Bergmassen, trotzdem sie sich aus zahlreichen, voneinander verschiedenen Gesteinskörpern zusammensetzen.

Während der Diluvialzeit wurde unter starkem Abtrag die Oberflächengestaltung des ganzen Gebietes vollendet. Namentlich im südlichen und südöstlichen Kartenteile sind die Tertiärgelände bis auf die liegenden Kreidesedimente gänzlich entfernt und in diese das breite Elbetal eingerissen worden, das dann später z. T. mit diluvialen Flußanschwellungen ausgefüllt wurde. Letztere gliedern sich in Ablagerungen der Hoch-, Mittel- und Niederterrassen, die sich durch Höhenlage, Korngröße und Zusammensetzung voneinander unterscheiden. Unter den Diluvialgebilden hat ein braungelber Lößlehm die größte Verbreitung. Er wird an vielen Orten bis 15 m mächtig und ist durch Umlagerung aus Löß hervor-

gegangen. Nicht selten sind dem Lößlehm Lagen von Sand und Schotter eingeschaltet. Auch zeigt er Schichtung, die parallel dem Gehänge verläuft. Trotz des bis 20 % ansteigenden Gehaltes an CaCO_3 finden sich Mergelkonkretionen nur selten. Chemische Zusammensetzung untenstehend.

Die ganz jungen Rinnsale aller Bäche und Flüsse sind mit Alluvionen (Sanden, Schottern und Gesteinsblöcken, je nach dem Gefälle) erfüllt. Einige Eruptivgesteinskörper, z. B. die Basalte am Eisberge, in der Tenfelstube und im Prutscheltale, liefern größere Blockhalden. In der Blockhalde des Eisberges befinden sich „Eislöcher“. Größere Erdbebenzeichnungen zeichnen das Kartengebiet aus.

Am Schlusse der Erläuterungen werden die Mineralfundorte des Gebietes aufgezählt, von denen hervorzuheben sind der basaltische Schlot des Eulenberges bei Leitmeritz (Analcim, Apophyllit, Aragonit, Calcit, Chabasit, Heulandit, Hyalith, Natrolith, Phillipsit, Sanidin als Drusenmineral, Thomsonit) und der Sodalithtephrit von Rübendörfel mit den allgemein bekannten schönen Chabasitstufen.

Chemische Zusammensetzung des Kalkmergels der unteren Scaphitenzone nordwestlich Leitmeritz I, Analyt. F. HANUSCH; in konzentrierter HCl unlöslicher Rückstand der Analyse I (14.51 %) ergibt auf Hundert berechnet II; davon sind in kochender konzentrierter Schwefelsäure löslich 37,96 % III, unlöslich 62,04 % IV.

	I.	II.	III.	IV.
Hygrosk. Wasser	0,90	Unlös.	In konz.	In konz.
Bitumen u. gebund. Wasser	0,96	Rückstand	Schwefel-	Schwefel-
Kohlensäure	35,20	von I, be-	säure lös-	säure un-
		rechnet	licher Teil	löslicher Teil
		auf 100	von II	von II
In konz. $\left\{ \begin{array}{l} \text{P}_2\text{O}_5 \dots\dots 0,32 \\ \text{Al}_2\text{O}_3 \dots\dots 0,83 \\ \text{Fe}_2\text{O}_3 \dots\dots 0,98 \end{array} \right.$		$\text{SiO}_2 \dots\dots 72,04$	18,55	53,49
HCl $\left\{ \begin{array}{l} \text{CaO} \dots\dots 45,00 \\ \text{MgO} \dots\dots 0,36 \\ \text{K}_2\text{O} \dots\dots 0,47 \end{array} \right.$		$\text{Al}_2\text{O}_3 \dots\dots 17,66$	14,25	3,40
löslich $\left\{ \begin{array}{l} \text{CaO} \dots\dots 45,00 \\ \text{MgO} \dots\dots 0,36 \\ \text{K}_2\text{O} \dots\dots 0,47 \end{array} \right.$		$\text{Fe}_2\text{O}_3 \dots\dots 3,65$	2,04	1,61
85,02 %		$\text{MgO} \dots\dots 0,80$	0,65	0,17
		$\text{K}_2\text{O} \dots\dots 3,55$	Alk. 2,47	Alk. 3,37
		$\text{Na}_2\text{O} \dots\dots 2,30$		
In konz. $\left\{ \begin{array}{l} \text{SiO}_2 \dots\dots 10,45 \\ \text{Al}_2\text{O}_3 \dots\dots 2,56 \\ \text{Fe}_2\text{O}_3 \dots\dots 0,53 \end{array} \right.$		100,00	37,96	62,04
HCl $\left\{ \begin{array}{l} \text{CaO} \dots\dots 0,00 \\ \text{MgO} \dots\dots 0,12 \\ \text{K}_2\text{O} \dots\dots 0,52 \\ \text{Na}_2\text{O} \dots\dots 0,33 \end{array} \right.$				
unlöslich				
14,51 %				
	Sa. 99,53			
Spez. Gew.	2,689			

Harte, klingende Mergel von der Flur „Weiße Leite“ nördlich der Radebeule bei Leitmeritz, wasserfreie Substanz, Analytiker J. HANAMANN. CaCO_3 49,560, SiO_2 41,702, P_2O_5 0,059, Al_2O_3 4,342, FeO 1,792, CaO 0,361, MgO 0,351, K_2O 0,841, Na_2O 0,992; Summe 100,000. Glühverlust 3,053.

Chemische Zusammensetzung: Nephelinführender Feldspatbasalt von der Radebeule bei Leitmeritz (I), Analyt. J. HANAMANN; Leucitbasalt vom Gipfel des Kleinen Radischken (II), Analyt. F. HANUSCH; Glastephrit vom Rabenstein, Pohorschán NNW (III), Analyt. R. HÖNIGSCHMIDT; zeolithisierter Tephrit (Sodalith-Tephrit?) vom Nordwestgipfel des Fuchsberges südwestlich Stankowitz (IV), Analyt. F. HANUSCH; davon in HCl löslich IV a. in HCl unlöslich IV b.

	I.	II.	III.	IV.	IV a.	IV b.
Si O ₂ . . .	38,78	40,53	46,03	46,88	17,80	29,02
Ti O ₂ . . .	0,32	2,85	3,23	2,31	1,85	0,46
P ₂ O ₅ . . .	0,66	0,69	2,51	0,78	0,16	0,62
SO ₃	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	Spur	—	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	18,43	14,53	12,01	15,95	8,72	7,37
Fe ₂ O ₃ . . .	6,16	1,27	4,37	3,36	3,00	0,36
Fe O	5,21	11,11	6,85	6,37	4,74	1,63
Mn O	0,18	0,58	0,26	0,48	0,25	0,23
Ca O	13,00	13,45	11,71	9,72	3,24	6,48
Mg O	11,05	8,58	5,22	4,04	1,10	2,94
K ₂ O	1,29	2,67	2,24	2,79	0,72	2,07
Na ₂ O . . .	4,36	3,25	3,27	5,04	3,37	1,67
CO ₂	—	0,34	—	—	—	—
H ₂ O chem.	—	—	—	3,16	3,16	—
Glühverl. .	2,14	1,04	2,69	—	—	—
Sa.	101,78	100,89	100,39	100,88	48,11	52,85
Spez. Gew.	3,004	3,085	2,853	2,69	—	—

Chemische Zusammensetzung eines Lößlehms aus der Ziegelei Emil Habel westlich Leitmeritz; Probe aus 5 m unter der Oberfläche. Analyt. F. WRANN. Al₂ O₃ 2,81, Fe₂ O₃ 3,68, MnO 0,09, CaO 11,52, MgO 1,16, K₂ O 0,66, Na₂ O 0,24, P₂ O₅ 0,22, V₂ O₅ —, CO₂ 8,89, H₂ O chem. geb. 2,35, in HCl löslich 31,62%; Al₂ O₃ 4,13, Fe₂ O₃ 0,62, Alkalien 0,52, Si O₂ 8,30, Sand 55,76, in HCl unlöslich 69,33%; Sa. 100,95. Hygroskop. Wasser 2,45%.
Hibsch.

Fritz Seemann: Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges. Blatt XIII (Gartitz—Tellnitz) nebst Erläuterungen. (Min.-petr. Mitt. 33. 103—184. Wien 1914. 1 geol. Karte. 4 Textbilder.)

Das Kartengebiet erstreckt sich über drei geologisch sehr verschiedene Teile, von denen der größte, im Südosten gelegene, vorzugsweise von tertiären Eruptivmassen erfüllt wird, während der nordwestliche von alten Graniten und Orthogneisen des Erzgebirges eingenommen ist. Zwischen diesen beiden liegt als dritter Teil eine Platte von Kreidemergeln, an die

sich im Südwesten Ausläufer des großen miocänen Teplitzer Braunkohlenbeckens anlegen.

In der Richtung SW—NO durchzieht die Erzgebirgsbruchzone das Gebiet, durch sie wird der Mittelgebirgsanteil vom Erzgebirge scharf abgetrennt, auch topographisch. Denn der Erzgebirgsanteil ist an 400 m hoch über alle übrigen Teile gehoben worden und fällt gegen Süden steil ab. Er besteht aus Biotitgneis und Biotitgranit, die durch mannigfache Übergänge miteinander verknüpft sind. Außerdem treten wenig mächtige Intrusivkörper von Pegmatiten und Apliten sowie kleine Lager von Amphiboliten, endlich Gänge von permischen Quarzporphyren und Kersantiten auf.

Von Ablagerungen der Kreideformation sind Sandsteinblöcke der Cenomanstufe der *Ostrea carinata*, anstehende Sandsteine des Unterturon (Zone des *Inoceramus labiatus*) und Tonmergel des Oberturon (obere Scaphitenzone und *Schlönbachi*-Zone) und des unteren Emscher vorhanden. Aus den Tonmergeln im Einschnitt der Eisenbahn nordwestlich Kl. Kahn ist eine verhältnismäßig reiche Fauna bekannt geworden. Tertiäre Sedimente sind vertreten durch mitteloligocäne, im großen oligocänen Teplitzer Becken zum Absatz gelangte Sande und Tone von nur geringer Mächtigkeit, dann durch oberoligocäne Tuffite, Diatomeenschiefer, Brandschiefer und ein 0,5—1,5 m mächtiges Braunkohlenflöz. Im Oberoligocän begannen große vulkanische Eruptionen, die wahrscheinlich bis ins Miocän dauerten und Körper nachstehender Gesteine hinterlassen haben: Tuffite, Basalttuffe, Alkali-Feldspatbasalt, Nephelinbasalt, Nephelin führende Feldspatbasalte, Leucitbasalt; Tephritische Brockentuffe, Augitit, Leucit-tephrit, Nephelintephrit, Sodalit-tephrit, Glastephrit, Trachyandesit und Trachyt. Von allen Eruptivgebilden entfällt die größte Menge auf die Tephrittuffe, die an manchen Stellen heute noch 150 m Mächtigkeit erreichen trotz großen Abtrages, den sie erfahren haben, und auf die sie begleitenden Reste der einst vorhandenen großen Tephritdecken. Das System von Tephrittuffen mit eingeschalteten Tephritdecken ruht auf Basaltergüssen, die Decken und Gangstöcke bilden. Zwischen den als Feldspat- und als Nephelinbasalt im Gebiete ausgeschiedenen Gesteinen herrschen enge Beziehungen, es gibt Übergänge zwischen beiden Gesteinen, die durch den Eintritt von Nephelin in den Feldspatbasalt bzw. von Plagioklas in den Nephelinbasalt bedingt sind. Das findet statt im gleichen Gesteinskörper, der an manchen Stellen arm an Nephelin, dafür reich an Plagioklas, an anderen hingegen viel Plagioklas und wenig Nephelin führt. Man hat hier offenbar Ergüsse eines Magmas von Theralithgabbro vor sich. Den untersten Teilen der tephritischen Brockentuffe ist eine große Decke eines basaltartigen, aber olivinfreien oder fast olivinfreien, sehr viel titanaugitführenden Gesteins eingeschaltet, das z. T. die Zusammensetzung eines olivinarmen Leucitbasalts, z. T. die eines Leucittephrits (wegen des Gehaltes von Plagioklas und Leucit) besitzt. Erst in den oberen Horizonten der Tephrittuffe und in ihrem Hangenden treten typische Leucittephrite mit porphyrischen Ausscheidungen von größeren Titanaugit- und Labradorkristallen auf. In vielen Basalten ist Rhönit vorhanden,

entweder in Form größerer Kristalle durch das ganze Gestein gleichmäßig verteilt oder als kleine Körnchen in den Kristallräumen umgewandelter Hornblenden und Biotite, aus deren Substanz er nach ihrer magmatischen Lösung in Gesellschaft anderer Minerale gebildet wurde. Von Glastephriten sind basaltoide, dem Leucittephrit anzugliedernde, und phonolithoide, dem Sodalithephrit sich anschließende Typen vorhanden. Letzteres Gestein baut den Fuchshübel westlich Leukersdorf auf und besitzt untenstehende chemische Zusammensetzung. Hervorzuheben sind zwei hellgraue gefärbte Gesteine, von denen das eine als Trachyandesit (Kl. Körper nördlich Lieben), das andere als Trachyt (Gratschenberg) bezeichnet wurde. Der Trachyandesit zeigt porphyrische Ausscheidlinge von Labrador, eingebettet in eine hellgraue Grundmasse aus viel Feldspatleisten (z. T. Oligoklas-Albit, z. T. Sanidin), aus Diopsid und Magnetit. Chemische Zusammensetzung ist unten angeführt. Der Trachyt (Ponzatypus) besteht aus Plagioklasen (Oligoklas-Andesin und Oligoklas-Albit) und zurücktretendem Sanidin, dann aus Diopsid, Erzkörnchen, etwas Analcim und Apatit.

Im Unter miocän kam in Nordböhmen es neuerdings zur Bildung eines Süßwasserbeckens, das jedoch im Vergleiche zu dem mitteloligoänen großen Becken einen geringeren Umfang besaß und nur im südwestlichen Teile des Gebietes Absätze hinterlassen hat, die aus 15—35 m mächtigen Letten und Sanden im Liegenden eines bis 12,6 m mächtigen Braunkohlenflözes und aus bis 60 m mächtigen Hangendletten und Sanden bestehen. Die Miocänablagerungen haben sich diskordant über die älteren Sedimente der Kreide und des Oligocän gelegt. Östlich Arbesau treten Kohlenbrandgesteine auf, rote oder gelbe, harte Scherben, auch schwarze, poröse, geschmolzene Schlacken, die aus Hangendletten durch Selbstentzündung des Braunkohlenflözes hervorgegangen sind.

Diluviale Bildungen bestehen aus Flußablagerungen in Form von aufgeschütteten Schotterterrassen, die vier Horizonten angehören und den im Diluvium vom Erzgebirge abfließenden Gewässern ihre Entstehung verdanken, aus Schuttdecken und äolischen Bildungen (Lößlehm).

	I.	II.
	g pro 1 l	g pro 1 l
Trockenrückstand	0,1200	0,2295
Glührückstand	0,1030	0,2185
Glühverlust	0,0170	0,0110
Si O ₂	0,0118	0,0244
Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃	0,0019	0,0008
Ca O	0,0240	0,0610
Mg O	0,0060	0,0230
SO ₃	0,0248	0,0233
Cl	0,0120	0,0071
N ₂ O ₅	geringe Sp.	sehr geringe Sp.
Permanganatverbrauch	0,0054	0,0066
Gesamte Härte	3,2° d. H.	9,3° d. H.

Ausführlich ist die Wasserführung der verschiedenen Gesteinssysteme des Gebietes erörtert. Die Grundwässer des Erzgebirges I unterscheiden sich durch geringere Härte von denen aus dem vulkanischen Mittelgebirge II.

Chemische Zusammensetzung des phonolithoiden Glastephrits vom Fuchshübel westlich Leukersdorf I, Analyt. F. SEEMANN, des Trachyandesits nördlich Lieben II, Analyt. F. HANUSCH.

	I.	II.
SiO ₂	50,56	57,67
TiO ₂	1,08	0,52
P ₂ O ₅	0,42	1,18
Al ₂ O ₃	17,45	17,74
Fe ₂ O ₃	5,22	1,09
FeO	5,45	2,94
MnO	0,76	0,87
CaO	7,17	4,52
MgO	3,71	1,76
K ₂ O	1,93	5,46
Na ₂ O	5,02	6,11
H ₂ O chem. geb.	—	1,13
Feuchtigkeit	1,50	—
	100,27	100,99

Hibsch.

J. E. Hibsch: Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges. Blatt XIV (Umgebung von Meronitz—Trebmitz) nebst Erläuterungen. 120 p. mit 17 Abbild. auf 2 Taf. Prag 1920. Verlag d. Ges. z. Förd. deutsch. Wiss., Kunst u. Lit. in Böhmen. In Kommission des Sudetendeutschen Verlages F. Kraus, Reichenberg i. Böhmen.

Die Karte umfaßt einen Landstrich am Südabhang des südwestlichen Mittelgebirges, in dem unter verschiedenen Verhältnissen lose Pyropen und pyropenführende Gesteine auftreten, die den tertiären Eruptivmassen des Mittelgebirges und ihrer Mineralgesellschaft als Fremdlinge gegenüberstehen. Das Pyropenland besitzt ein eigenartiges landschaftliches Gepräge: Im Süden Flachland, gegen NW und N allmählich ansteigend, von 185 m S. H. im SO bis zur Spitze der Westrey b. Rot-Aujezd (717 m S. H.) im Nordwesten. Einzelne, steil geböschte, kahle Basaltkegel überragen das ebene Land, sie mehren sich im mittleren Teile, rücken gegen Norden näher zusammen und zuletzt stellt sich im Nordwestwinkel der Karte eine geschlossene Basaltplatte ein.

Zur Unterlage hat das Gebiet ein Grundgebirge aus kristallinen Schiefen vom Erzgebirgstypus (Granitgneise, Granulite, zu Olivin-Diopsid-Pyropgesteinen umgewandelte peridotitische und pyroxenitische Gesteine und Glimmerschiefer). Nur an zwei Orten tritt Granitgneis zu-

tage. Darüber breiteten sich carbon-permische Sedimente und Quarzporphyre aus, die während der Festlandsperiode des älteren Mesozoicums zum größten Teile abgetragen worden sind. Über den Abtragsrumpf transgredierte das cenomane Meer. Von den cenomanen Ablagerungen sind nur spärliche Reste (lose Rollsteine von Quarz und Blöcke eines groben Konglomerats) über der Gneisklippe bei Watislaw erhalten. Mächtiger und geschlossen treten Sedimente des Turon und des unteren Emscher auf. Sie erreichen eine Gesamtmächtigkeit von 230 m und gliedern sich in unterturon hellgefärbte, feinkörnige Quarzsandsteine mit tonigem Bindemittel („Plänersandsteine“) und sandige Kalkmergel, örtlich opalisiert; dann in graue, weiche Tonmergel und hellgrau oder graulichgelbe feste Kalkmergel, die Zone des *Inoceramus Brongniarti* und die untere Scaphitenzone vertretend; endlich zu oberst in graue bis dunkelgraue, weiche Tonmergel, an 100 m mächtig, der oberen Scaphitenzone und dem unteren Emscher angehörend.

Aus der Tertiärzeit sind bis 170 m mächtige mitteloligocäne Süßwasserablagerungen (Letten und Tone, Sande, kieselige Sandsteine und Quarzite, Brandschiefer, Diatomeenschiefer und Braunkohlenflöze) fast nur am Nordrande der Karte, ferner vulkanische Ausbruchsmassen erhalten. Die Letten bestehen vorzugsweise aus feinen 0,03 mm messenden Quarzkörnchen und aus trüben, braunen, tonigen Teilchen. Kieselige Sandsteine und Quarzite bilden über das ganze Gebiet zerstreute Blöcke; erstere infolge Verklittung von Sanden, letztere von Letten durch konkretionär in Form von Quarz ausgeschiedenem SiO₂ entstanden.

Von den seit Beginn des Oberoligocän ausgebrochenen vulkanischen Massen sind nur noch Abtragsreste (an 100 Einzelkörper) erhalten. Diese verteilen sich über das ganze Gebiet, nehmen aber gegen Norden an Zahl und Ausdehnung zu. Im südlichen und mittleren Teile sind zahlreiche basaltische und basanitische Intrusivkörper (Schlotausfüllungen und Gänge) aus ihrer Sedimenthülle herausgeschält und durch Abtrag Teile davon zugänglich geworden, die sich ursprünglich mehrere hundert Meter unter der Oberfläche befanden. Am Nordrande der Karte ragen bis 100 m mächtige Basaltdecken von den angrenzenden Mittelgebirgsteilen ins Gebiet herein. Die Ausbruchsstellen der Eruptivkörper binden sich im allgemeinen nicht an die vorhandenen großen Brüche (Trziblitzer, Plösch- und Modl-Bruch); nur einzelne Eruptivmassen sitzen auf den Bruchspalten. Folgende Gesteinsarten treten auf: Feldspatbasalt (10 Einzelkörper), Nephelinbasalt (23), Leucitbasalt (8), Glasbasalt (22), basaltische Eruptivbreccien (12), Leucitbasanit (1), Nephelinbasanit (6), Sodalith-Nephelinbasanit (4), Sodalithtephrit (2), Tephritischer Sodalithphonolith. 2 Gänge von Biotitangitmonchiquit und Tephritischer Andesit. Von den normalen Leucitbasalten mußte das Gestein des Spitzberges bei Horschenz, das in seinen Klüften die allgemein bekannten „Aragonite von Horschenz“ einschließt, als „Pikritischer Leucitbasalt“ abgetrennt werden. Es ist ausgezeichnet durch zahlreiche große (bis 5 mm) porphyrische Aus-

scheidlinge von Olivin- und Augitkristallen, die zusammen 70 Raunteile v. H. des Gesteins ausmachen, und in dichter schwarzer Grundmasse (30 R.T. v. H.) liegen. Chemische Zusammensetzung folgt unten. Auffallend ist der niedrige K-Gehalt. In Nephelinbasaniten bei 390 m östlich des Koschtialberges sind Olivin und Nephelin in regelmäßiger Weise verwachsen, c-Achse des Nephelin // der pseudohexagonalen a-Achse des Olivin, $h = 011$ des Olivin // $\bar{2}110$ des Nephelin. Bei der Ausbildung der Sodalith-Nephelinbasanite werden die in einer ersten plutonischen Phase der Mineralbildung entstandenen braunen Hornblenden, Olivine und Sodalithe in besonders auffälliger Art während der zweiten, der vulkanischen Phase magmatisch gelöst. In der letzten Phase der Mineralbildung stellen sich infolge Erhöhung des Dampfdruckes und der Temperatur im Inneren des Gesteinskörpers teilweise die Zustände der ersten plutonischen Phase wieder ein. Auflösung der genannten Minerale hört auf und Neubildung von Hornblende, Biotit und von Sodalithmineralen tritt wieder ein. Der Tephritische Sodalithphonolith zeigt eine Verwitterungsart, die hervorzuheben ist, es verwittern nämlich Sodalithe und Ägirinaugite früher als die Feldspate, letztere bleiben übrig und liefern als Verwitterungsrest des Phonoliths einen Feldspatsand.

Einige der Vulkanschote sind erfüllt von basaltischen Breccien mit zahlreichen Trümmern von durchschlagenen, teilweise zersprätzten und emporgerissenen Grundgebirgsgesteinen, darunter pyropenführende Gesteine und lose Pyropen. Solche Basaltische Eruptivbreccien stellen im frischen Zustande schwarze Gesteine dar, aus verschiedenen großen Basaltbruchstücken, zumeist von Glasbasalt bestehend, verkittet durch eine dichte Grundmasse von Glasbasalt. Häufig verwittert und dann von tuffartigem Aussehen. Bei Meronitz (am „Granatenbergel“) und bei Starray (Hügel Linhorka) umschließen basaltische Eruptivbreccien besonders reichlich Trümmer und zerprätzte Teile des Grundgebirges, Granulite und die sie begleitenden Olivin-Diopsid-Pyropgesteine und Diopsid-Hypersthen-Granatgesteine sowie Pyropen. Nach der Verwitterung dieser Breccien sind Pyropen in diluviale Schotter, die Pyropenschotter, und in die Ackerkrume gelangt. Pyrop bildet nie Kristalle, stets abgerundete Körner, begrenzt von muscheligen Flächen. Spez. Gew. 3.71. Nach dem Mittel aus vier unten angeführten chemischen Analysen besteht er aus 72 Teilen v. H. Pyropsubstanz, 15,2 Almandin, 5,5 Uwarovit, 3,7 Andradit, 3 Grossular und 0,6 Teilen Spessartin. Das Muttergestein des Pyrop (ein dichtes bis sehr feinkörniges, grünlichschwarzes Olivin-Diopsid-Pyropgestein) setzt sich aus 45,5 Teilen v. H. Olivin, aus ebensoviel Diopsid, 3 Bronzit und 6 Teilen Pyrop zusammen. Seine Gemengteile erfuhren infolge Verwitterung eine Umwandlung in Serpentin, Nontronit, Opal und Eisenerz, nur die Pyropen blieben frisch. Der aus Olivin hervorgegangene Serpentin zeigt Lagenbau, die einzelnen Lagen bestehen aus feinen Fasern, die mit ihrer Längsachse gewöhnlich senkrecht auf den Begrenzungsflächen der Lagen stehen. In der Längsrichtung der Fasern liegt α , senkrecht dazu γ . Der Winkel zwischen der Auslöschungsrichtung von α und der Längsachse der Fasern

wechselt von 0—45° im Maximum. Der Faserserpentin dieses Vorkommens kristallisiert demnach nicht rhombisch. Pleochroismus fehlt in der Regel. Aus Diopsid und Bronzit geht Blätterserpentin (Antigorit) hervor. In der Längsrichtung der Blätterdurchschnitte liegt γ . Auslöschung stets gerade, // der Längsrichtung. Wahrscheinlich rhombisch kristallisierend. Pleochroitisch: γ dunkelseegrün, α hellbräunlich-grüngelb bis fast farblos. Das pyropenführende Gestein war ursprünglich ein Pyroxen-Peridotit, frei von Pyrop; erst durch Tiefenmetamorphose wurde Pyrop aus einem Alhaltigen Pyroxen gebildet mit Hinterlassung dessen diopsidischen Anteils.

Während des mittleren Diluviums verlegte der Egerfluß seinen Lauf von Postelberg abwärts an den Südabhang des Mittelgebirges. Von der dadurch neu geschaffenen Erosions- und Abtragsbasis aus erfuhr unser Gebiet starken Abtrag, der südöstliche Teil am meisten, nach Norden und Nordwest zu allmählich abnehmend. Der mittlere Gebietsteil in der Umgebung von Trziblitz ist um 400 m abgetragen. In die Abtragsfläche gruben sich die abfließenden Gewässer Rinnsale, in denen sowie auch auf den benachbarten eingeebneten Landstrichen allenthalben die Zerstörungsprodukte aus dem Mittelgebirge während der mittleren und jüngeren Diluvialzeit in Form von Schottern und Sanden abgesetzt worden sind. Diejenigen Schotter, welche unterhalb der Pyropenführenden Basaltbreccien liegen, haben auch Verwitterungsmaterial dieser Breccien aufgenommen und enthalten deshalb mehr weniger reichliche Mengen von Pyropen, deren Begleitminerale und Grundgebirgstrümmer. Sie wurden als „Pyropenschotter“ ausgeschieden und bilden drei große, teilweise zerlappte und zerstückelte Lager. Diese sind im Norden am mächtigsten und reich an Pyropen, nach Süden zu werden sie weniger mächtig und die Pyropenführung nimmt ab. Die Zusammensetzung der Pyropenschotter ist eine recht bunte. Aus ihnen werden heute ausschließlich die Pyropen durch einen einfachen Waschvorgang gewonnen.

Zum Schluß werden die Fundorte bekannter Minerale des Gebietes und die zahlreichen Mineralgattungen der bei der Pyropenwäscherei gewonnenen „Waschrückstände“ angeführt. Hervorgehoben seien hier der Aragonit aus dem pikritischen Leucitbasalt von Horschenz und ein Diamant aus den Waschrückständen von Podseditz, der Ende des Jahres 1869 beim Schleifen der Pyropen und ihrer Begleitminerale in Skalken zum Vorschein kam.

Chemische Zusammensetzung der Pyropen von Meronitz und Trziblitz. Mittel aus 4 Analysen: SiO_2 42,42, Al_2O_3 21,39, Cr_2O_3 1,975, Fe_2O_3 1,33, FeO 7,77, MnO 0,375, CaO 4,66, MgO 20,72. Pikritischer Leucitbasalt vom Spitzberge bei Horschenz: SiO_2 42,19, TiO_2 1,58, P_2O_5 0,38, Al_2O_3 6,44, Fe_2O_3 3,81, FeO 8,74, MnO 0,43, CaO 11,00, MgO 20,72, K_2O 0,24, Na_2O 2,08, H_2O chem. geb. 1,36, H_2O hygrosk. 0,49, CO_2 0,70; Sa. 100,16. Analyt. F. HANUSCH. Spez. Gew. 3,142.

Hibsch.

Afrika.

Fritz Behrend: Die Stratigraphie des östlichen Zentralafrika unter Berücksichtigung der Beziehungen zu Südafrika. (Beitr. zur geol. Erforsch. der Deutsch. Schutzgebiete. Heft 15. 148 p. Mit geol. Karte und 3 Schichttabellen. 1918. Preuß. geol. Landesanst. Berlin. 6 Mk.)

Hervorgegangen aus Vorarbeiten zur Internationalen geologischen Weltkarte, deren Redaktion bekanntlich gleich derjenigen der entsprechenden Karte von Europa Deutschland anvertraut wurde, bietet hier Verf. eine Übersicht unserer Kenntnisse von den sedimentären Gesteinen eines sehr umfangreichen Teilausschnittes von Äquatorialafrika. Die Grenzen sind gegeben durch den 3.^o nördl. und 19.^o südl. Breite, sowie den 23. bezw. 41.^o östl. Länge. Es ist das Gebiet der zentralafrikanischen Seen, um es einheitlich zu bezeichnen, da diese den Kern des Landes bilden. Umfaßt ist Deutsch-Ostafrika mit großen Abschnitten seiner Nachbarländer: Mozambique, Nord-Rhodesia nebst Britisch-Zentralafrika-Protectorat (Nyassa-Land), der östliche Kongo und der Süden von Uganda und Britisch-Ostafrika.

Es ist ganz gewiß kein kleinlicher Zug darin zu suchen, daß diese Länder in den Beiträgen zur Geologie unserer Kolonien erscheinen, im Gegenteil: um einen Teilausschnitt zu verstehen, müssen die wissenschaftlichen Fäden nach allen Seiten geknüpft werden, ein Prinzip, das außerhalb deutschen Gebietes nur zu selten zur Geltung gelangte. Die auch technisch hervorhebenswerte Karte wird damit selbst zu einem unzerstörbaren Zeugen deutschen Kulturbesitzes. Der Autor war der Aufgabe um so besser gewachsen, als er große Teile, besonders von Deutsch-Ost und Katanga selbst bereist hat.

Ein gewaltiges Literaturverzeichnis, 21 Seiten umfassend und offenbar bis in letzte Ausläufer hinein vervollständigt, hat hier einen leicht übersehbaren Niederschlag gefunden.

Die ungeheure Schwierigkeit der Altersbestimmung und gegenseitigen Parallelisierung der sehr zahlreichen fossiliferen Systeme von oft hohem Alter wird mit Recht vorweg betont. Dies Element der Unsicherheit auszuschalten liegt kaum in der Gewalt von Generationen, geschweige denn des Einzelnen. Auch weißgebliebene Stellen nehmen in der Karte noch verhältnismäßig beträchtlichen Raum ein neben solchen von etwas summarischer, mehr provisorischer Farbengebung.

Die Anordnung des Textes ist die dem Inhalt allein angemessene stratigraphisch-historische, nicht oder nur in Untergliederung eine regionale. Ein vulkanologischer Abschnitt schließt ab, die Tektonik findet in besonderen Begleitworten zur Karte noch Berücksichtigung. Die Tabellen erleichtern die Orientierung.

Stoff zur Diskussion ist natürlich in dem sehr dankenswerten und durchaus geglückten Versuche reichlich gegeben. Nur für das Gesamtbild besonders Wesentliches mag hier hervorgehoben sein.

Die Sedimente des (östlichen) Kongo werden als Karroo behandelt. Ob das der Fazies nach angängig ist [was Ref. bezweifelt], ist Sache der Auffassung. Dagegen kann der Gleichstellung Lualaba—Beaufort, Lubilash—Stormberg auf Grund des Fossilinhalts trotz der dahingehenden ersten Angabe seines Bearbeiters LERICHE unter keinen Umständen zugestimmt werden. Lualaba ist Rhät-Lias, und also den Stormberg-Schichten gleichalterig. Damit fallen aber die jüngeren Lubilash-Schichten bestimmt auch dem Alter nach aus dem Karroo-System heraus. Auch die Gleichstellung der Karagwe- mit den Kundelungu-Tanganyika-Schichten erscheint gewagt, ohne jedoch bei der beiderseits herrschenden Unsicherheit der Datierung durch Besseres ohne weiteres ersetzt werden zu können. Im südlichen Deutsch-Ostafrika hat der zentraler gelegene Sedimentstreifen entgegen den Argumenten des Ref. seine Zurechnung zu den cretacischen Makonde-Schichten des Küstengebietes beibehalten, wodurch hier an Stelle ausgebreiteter, zusammenhängender Karrooablagerungen der entschieden irrige Eindruck einer weit vorstoßenden Kreidetransgression erweckt wird.

Hennig.

Hennig, E.: Die Entwicklungsgeschichte des afrikanischen Kontinents. (PETERM. Mitt. 63. 73—76; 113—118; 145—148. Mit einer Karte 1:25000000. Gotha 1917.)

Fritz Behrend: Über die Entstehung der Inselberge und Steilstufen, besonders in Afrika, und die Erhaltung ihrer Formen. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 70. 1918. Monatsber. 154—167.)

Verf. übernimmt leider nicht die Beschränkung des Begriffs „Inselberg“ auf vorwiegend aus kristallinen Gesteinen aufgebaute typische Oberflächenformen, sondern begreift nach einem nie völlig ausgeschalteten Gebrauche auch die Zeugen- oder Tafelberge, Spitzkopjes usw. aus horizontalen Schichttafeln darunter. Damit wird natürlich das Thema von vornherein auf sehr breite Tatsachenbasis gestellt, um so mehr als auch noch die Steilstufen aller Art in die Debatte gezogen werden. Verf. ist geneigt, der Erosion sehr zahlreiche Formen des ariden bis subariden Klimas in Tropen und Subtropen zuzuschreiben, die sonst gern als tektonisch bedingt angesprochen werden, so z. B. mit Vorbehalt selbst den Upemba-Graben Katangas. Die Ausführungen beschäftigen sich zu einem Teil mit den Schwächen der Beweise für tektonische Bildung, denen freilich Positives im entgegengesetzten Sinne nicht allenthalben gegenübergestellt werden kann. Dennoch entbehrt eine solche kritische Nachprüfung unserer Vorstellungen, zumal auch bezüglich der ostafrikanischen Bruchstufe, zweifellos nicht der Berechtigung und jede Einseitigkeit ist glücklich vermieden.

Hennig.

H. Schneiderhöhn: Über das Vorkommen von Asphaltgängen im Fischflusssandstein im Süden von Südwestafrika. (Senckenbergiana. 1. No. 15. 1919. 141—152.)

Verf. hat während des Krieges vor wie nach dem englischen Raub- einfall und der Annexion anerkannter Weise die Möglichkeit gehabt, in Deutsch-Südwestafrika geologischen Studien, und zwar natürlich meist praktischen Fragen nachzugehen. Meldungen von angeblichen Kohlen- vorkommen im südlichen Teil riefen ihn 1915 an den mittleren Fischfluß. Hier stellten sich in den roten Sandsteinen und Schiefertönen der obersten Abteilung von Range's Nama-Formation zwei Kluftsysteme heraus, von denen das eine O—W streichende überraschenderweise Asphaltführung auf- wies (Furt Unisgaos 13 km südöstlich Berseba, ferner 2 km nördlich von ihr und 50 km weiter nach Süden am Übergang Bukadomes). Die Qualität ist gut, aber die Reichhaltigkeit zu gering, um an ernsthafteren Abbau denken zu lassen.

Eigenartige dachförmige Aufwölbungen der obersten Schichtlage an den Klüften, vorwiegend des gleichen Systems, werden beschrieben und abgebildet.

Der Asphalt wird nicht auf organische Herkunft zurückgeführt, sondern mit der Entstehung eines gleichfalls neu festgestellten Explosions- schlotens von 3,5 km Durchmesser, des Großen Brukaros-Berges, in Ver- bindung gebracht. Die entsprechenden Kohlenwasserstoffe hätten bereits der hydrothermalen Phase angehört.

Hennig.

Südamerika.

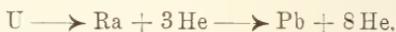
- Wichmann, R.: Las capas con Dinosaurios en la costa sur del Rio Negro, rente a General Roca. (Physis. 2. 258—262. Buenos Aires 1916.)
- Geologia e Hidrogeologia de Bahia Blanca y sus alrededores (Pro- vincia de Buenos Aires). (An. Min. Agric. nac. Secc. Geol. etc. 13. No. 1. 68 p. Mit 1 geol.-ökon. Karte Secc. 35. H. M. 1:200000. Buenos Aires 1918.)
- Estudios geologicos e hidrogeologicos en la Region comprendida entre Boca del Rio Negro, San Antonia y Choele-Choel. (An. Min. Agric. Nac. Secc. Geologica etc. 13. No. 3. Buenos Aires. 1918.)
- Contribucion a la Geologia de la Region comprendida entre el Rio Negro y Arroyo Valcheta. (An. Min. Agric. Nac. Secc. Geol. 13. No. 4. Buenos Aires 1919.)
- Sobre la Constitucion geologica del territorio del Rio Negro y la Region vecina especialmente de la parte oriental entre el Rio Negro y Valcheta. (Soc. Arg. Cienc. nat. Prim. Reun. nac. Tucumán 1916. 90—107. Buenos Aires 1918.)
- Gregory, H. E.: Geologic Reconnaissance of the Ayusbamba (Peru) Fossil Beds. (Am. Journ. Sci. (4.) 37. 126—140. 8 Abb. im Text. New Haven (Conn.) 1914.)

Historische Geologie.

Allgemeines.

R. W. Lawson: Über absolute Zeitmessung in der Geologie auf Grund der radioaktiven Erscheinungen. (Die Naturwissenschaften. 5. 1917. Fasc. 26/27.)

Einleitend werden einige Grundbegriffe der Radiumforschung rekapituliert. Der Zerfall des Urans erfolgt nach der Formel:



d. h. das Uran verwandelt sich zunächst unter Abgabe von 3 α -Teilchen (= Heliumatomen) in Radium und dieses unter Abgabe weiterer 5 α -Teilchen in Blei, resp. das Blei-Isotyp Ra G, das sich vom gewöhnlichen Blei nur durch das Atomgewicht etwas unterscheidet. Die Geschwindigkeit der Umwandlung ist vollkommen konstant. Nach vier Methoden hat man bisher versucht, auf Grund dieser Umwandlung das Alter von Gesteinen zu bestimmen, nämlich

a) aus der Wirkung der radiothermischen Energie auf den Wärmehaushalt der Erde,

b) aus der Ansammlung von Helium in radioaktiven Mineralien.

c) aus der Intensität der Färbung der pleochroitischen Höfe,

d) aus der Ansammlung von Blei in radioaktiven Mineralien.

1. Die Wirkung der radiothermischen Energie auf den Wärmehaushalt der Erde.

Die Berechnung ergibt, daß, wenn der Uragehalt durch die ganze Masse der Erde so groß wäre, wie in den der Untersuchung² zugänglichen Gesteinen, die Temperatur der Erde ständig steigen müßte. Wahrscheinlich ist die Radioaktivität der Gesteine auf eine gewisse oberflächliche Zone beschränkt und nimmt gegen innen allmählich ab, um in relativ geringer Tiefe ganz zu verschwinden. Der Einfluß der Radioaktivität macht es natürlich unmöglich, die Zeit seit Erstarrung der Erdoberfläche nach der Methode KELVIN'S zu berechnen. Wenn auch nur ein Bruchteil der Erdwärme von Radiumstrahlen stammt, muß doch ihr Alter viel größer sein, als das von KELVIN berechnete. Nimmt man an, daß $\frac{3}{4}$ der Wärmeausstrahlung der Erde durch den Zerfall von radioaktiven Elementen gedeckt wird, so würde zwischen einer Oberflächentemperatur von 1000° C und dem jetzigen thermischen Zustand eine Zeit von 1600 Millionen Jahren liegen.

Auf einige andere Berechnungen kann hier nicht eingegangen werden.

2. Die Ansammlung von Helium in radioaktiven Mineralien.

Zur Entstehung von 1 cm³ Helium aus 1 g Uran sind etwa 10 Millionen Jahre notwendig. Im Falle von Thorium als Ausgangsmineral beträgt die entsprechende Zeit 30 Millionen Jahre. Es läßt sich zeigen, daß ein eventueller primärer Heliumgehalt zur Zeit der Auskristallisation bei stark radioaktiven Mineralen wegen seiner Geringfügigkeit vernachlässigt werden kann. Man findet also durch die Bestimmung des Heliumgehaltes eine

untere Grenze für das Alter vulkanisch ausgeschiedener Minerale. Eine untere Grenze deshalb, weil zweifellos eine je nach den Verhältnissen wechselnde Menge von Helium aus den Mineralen entweicht. In einer Tabelle wird gezeigt, daß trotzdem die Anordnung verschiedener zur Untersuchung geeigneter Gesteine nach ihrem Heliumgehalt und nach ihrem auf stratigraphischem Weg ermittelten geologischen Alter in vielen Fällen übereinstimmt. Beispielsweise sei erwähnt, daß sich das Alter des Devon mit 46 bis 120 Millionen Jahren ergibt.

3. Die Intensität der Färbung der pleochroitischen Höfe.

Die in Dünnschliffen mancher Minerale, besonders Turmalin und Biotit, sichtbaren sog. pleochroitischen Höfe sind eine Wirkung der α -Strahlen winziger radioaktiver Mineralkörnchen, die stets in der Mitte des Hofes zu finden sind. Auf Grund der Umwandlungsgesetze der Radiumelemente haben diese Höfe einen ganz bestimmten Bau und eine bestimmte Größe. Die Färbung eines pleochroitischen Hofes ist abhängig von der Radioaktivität des zentralen Einschlusses und dem Alter des Minerals, in dem er sich befindet. Pleochroitische Höfe kommen fast nur in ziemlich alten Mineralen vor. In solchen tertiären Alters fehlen sie so gut wie ganz. Schwärzung von Biotitproben durch verschieden lange Bestrahlung mittels einer bekannten Menge Radiumemanation gestattet die Herstellung einer Vergleichsskala. Das Volumen des Zentralkörpers eines natürlichen Hofes läßt sich bei starker mikroskopischer Vergrößerung ungefähr bestimmen. Über den Urangehalt müssen nach Analogie bekannter Analysen Voraussetzungen gemacht werden. Dann kann man aus der Färbungsintensität der Höfe das Alter des Glimmers bestimmen. Die Zeit seit dem Devon ergäbe sich so zu 400 Millionen Jahren.

4. Die Ansammlung von Blei in radioaktiven Mineralen.

Blei tritt ständig in allen uranhaltigen Mineralen auf. Das Verhältnis von Uran zu Blei ist in gleich alten Mineralen nahezu konstant. Aus der eingangs angeführten Umwandlungsformel läßt sich berechnen, daß das Alter eines uranhaltigen Mineralen annähernd gleich ist

$$\frac{\text{Pb}}{\text{U}} \times 7900 \text{ Millionen Jahre.}$$

Zur Anwendbarkeit dieser Methode für die geologische Zeitmessung sind folgende Umstände wichtig:

a) Es darf kein merklicher primärer Bleigehalt vorhanden sein.

Kriterien dafür sind die Konstanz des Verhältnisses $\frac{\text{Pb}}{\text{U}}$ bei einer Reihe von Mineralen gleichen Alters und das Atomgewicht des vorhandenen Bleis, das ungefähr 206,0, nicht — wie beim gewöhnlichen Blei — 207,2 betragen muß.

b) Der Bleigehalt darf nicht auf gewöhnlichem chemischen Weg eine Veränderung erfahren haben. Es dürfen nur Minerale zur Altersbestimmung herangezogen werden, die frisch und ein primäres Produkt der Erstarrung des Magmas sind. Eine Kontrolle ermöglicht wieder die Konstanz resp.

Inkonstanz des Verhältnisses $\frac{\text{Pb}}{\text{U}}$.

Ähnlich wie bei der Heliummethode werden auch bei der Bleimethode die besten bisherigen Bestimmungen des Alters von Gesteinen in einer Tabelle zusammengestellt. Für das Devon würde sich hier ein Alter von 300 bis 340 Millionen Jahre ergeben. Als besonders verlässlich erscheinen die Resultate für das mittlere Archaicum, die auf ein Alter von einer Milliarde oder etwas mehr Jahren hinweisen.

Die Voraussetzung jeder Methode zur absoluten Zeitmessung in der Geologie ist der Uniformitarismus. Es ist sehr unwahrscheinlich, daß die Zerfallgeschwindigkeit des Uran sich mit der Zeit ändert. Viel eher ist nach HOLMES anzunehmen, daß Sedimentation und Abtragung gegenwärtig rascher erfolgen, als im Durchschnitt der Erdgeschichte, und daß sich daraus die Kürze des auf rein geologischem Wege gefundenen absoluten Alters der Formationen erklären läßt.

Dem Ref. scheint von allen bisher versuchten Methoden einer absoluten Zeitmessung in der Geologie die auf den radioaktiven Erscheinungen beruhende und speziell die Bleimethode wohl die aussichtsreichste zu sein. Hoffentlich liegt recht bald eine größere Reihe von Altersbestimmungen solcher Eruptivgesteine vor, deren Stellung in der Schichtreihe sich auf geologischem Wege genau ermitteln läßt, um zu einer rein empirischen Prüfung der Ergebnisse schreiten zu können.

J. v. Pia.

O. Abel: Über neuere Versuche einer Zeitmessung in der Erdgeschichte. (Die Naturwissenschaften. 4. 725—731. 1916.)

Die Versuche, für die einzelnen geologischen Zeitabschnitte eine bestimmte Dauer in Jahren festzusetzen, haben bisher nicht zu halbwegs übereinstimmenden Resultaten geführt. Davon unabhängig könnte es aber vielleicht gelingen, wenigstens die relative Länge der geologischen Epochen zu erkennen. Eine Zeiteinheit, durch die diese relative Länge gemessen werden könnte, wäre die Zone.

Die Zone im Sinne OPPEL'S wäre ein geologischer Zeitabschnitt, der durch ein bestimmtes Leitfossil gekennzeichnet ist. Da das Auftreten und Verschwinden der Leitfossilien von den Lebensbedingungen abhängt, ist die so definierte Zone als Zeiteinheit nicht brauchbar.

Durch NEUMAYR wurde dann der Zonenbegriff als die Lebensdauer einer Mutation (im Sinne WAAGEN'S) bestimmt. Wir wissen aber sicher, daß die Mutationen verschiedener Formenreihen und auch derselben Formenreihe sehr verschieden lang gelebt haben. Die Artbildung erfolgt zu gewissen Zeiten in einzelnen Stämmen stürmisch, in anderen überaus langsam.

Auch die Lebensdauer der ganzen Faunen in der Erdgeschichte ist sehr verschieden und von Ereignissen abhängig, die sich ohne regelmäßige Periode abspielen.

In neuerer Zeit hat MATTHEW den Versuch gemacht, die Merkmale, durch die sich die aufeinanderfolgenden Arten in gewissen Säugetierstämmen, besonders bei den Pferden, unterscheiden, ziffernmäßig in Rechnung zu setzen und dadurch ein Zeitmaß zu gewinnen. Er drückt den relativen Wert der morpho-

logischen Differenz einer jüngeren von der nächst älteren Art durch eine Zahl aus. Als Ausgangspunkt nimmt er die Weiterentwicklung des Pferdestammes seit Beginn der Eiszeit. Da diese sehr gering ist, gelangt er zu dem Resultat, daß das Tertiär ungefähr hundertmal so lang als das Pleistocän ist. In untergeordneter Weise werden von MATTHEW noch andere Säugertierstämme, Cameliden, Rhinocerotiden, Tapiriden, Caniden herangezogen.

Auch dieser Methode haftet jedoch der Fehler an, daß sie die Verschiedenheit des Entwicklungstempos der einzelnen Stämme und desselben Stammes zu verschiedenen Zeiten nicht berücksichtigt. Dies wird durch einen Vergleich der Entwicklung der Wale und der Seekühe im Miocän näher erläutert. Bei den Walen fällt in diese Zeit der Übergang von der Ichthyophagie zur Teuthophagie und Planktonophagie. Die Entwicklung ist im Miocän eine äußerst rasche und stürmische, vom Unterpliocän an dann eine viel langsamere. Dagegen hat sich die Art der Nahrung der Seekühe seit ihrer Einwanderung in das Meer nicht geändert. Ihre Weiterbildung im Miocän ist eine relativ langsame. Aus der Untersuchung dieser beiden Stämme würde sich also eine ganz verschiedene Länge des Miocäns im Vergleich zum ganzen Tertiär ergeben.

Der dargelegten Schwierigkeit der Methode MATTHEW's entgeht R. WEDEKIND bei seinem Versuch einer geologischen Zeitmessung durch das Postulat, daß die Veränderung der Organismen von den Einflüssen der Umwelt ganz unabhängig erfolgt und Anpassung bei der Umformung der Lebewesen keinerlei Rolle spielt. Er definiert die Zone als die Lebensdauer einer Art. Da er aber andererseits betont, daß man „stratigraphisch virulente“ Gruppen mit rascher Entwicklung von „stratigraphisch invirulenten“ unterscheiden müsse, ohne doch diese beiden Gruppen begrifflich gegen einander abgrenzen zu können, scheitert sein Versuch an derselben Klippe, wie die vorher betrachteten.

Zuletzt wendet sich Verf. noch den Ausführungen DACQUÉ's zu. Es ist eine bekannte Schwierigkeit bei der Verfolgung von Zonen über sehr weite Strecken, daß man nicht weiß, ob die Wanderung der leitenden Arten eine stratigraphisch meßbare Zeit in Anspruch genommen hat oder nicht, so daß Schichten gleichen Fossilinhaltes eventuell merklich verschieden alt wären. DACQUÉ meint jedoch, daß eine solche Wanderung überhaupt nicht angenommen werden muß, sondern daß identische oder doch sehr ähnliche Arten aus einer größeren gemeinsamen Ahnengruppe in verschiedenen Teilen der Erde ganz selbständig entstanden sein können. Verf. lehnt die Wahrscheinlichkeit einer solchen polyphyletischen Entwicklung vom biologischen Gesichtspunkt aus ab. Er schließt mit dem Wunsch, daß der Frage der Leitfossilien und der darauf basierenden Zonen auch von biologischer Seite eine eindringlichere Bearbeitung zuteil werden möchte. J. v. Pia.

Udden, J. A.: Aids to identification of Geological Formations. (Bull. Univ. Trans. Austin, Texas. 1919.)

Silurische Formation.

Sv. Leonh. Törnquist: Om Leptaenakalken, sedd i ny belysning. (Geol. Fören. Förhandl. 41. Stockholm 1919.)

Ein Aufsatz über die Stratigraphie des *Leptaena*-Kalks von O. ISBERG hat den Verf. veranlaßt, einen Überblick über diese Kalkablagerung und ihr verwandte Bildungen zu geben.

Verf. betont, daß der *Leptaena*-Kalk in dem schwedischen Cambrosilur ein „Fremdling“ ist; die Fauna desselben findet man in keinem anderen Teil der lückenfreien cambrosilurischen Schichtenreihe. In Estlands Etage F haben wir indessen der Fauna nach zu schließen eine gleichalterige Ablagerung von ähnlicher Ausbildung.

Wie C. REED u. a. ist Verf. der Ansicht, daß Estland als Heimat derjenigen Fauna zu betrachten sei, deren Kolonisationen wir in Dalekarlien (*Leptaena*-Kalk), in Nordengland (Kesley limestone) und auf Irland (Kildare limestone) finden.

An verschiedenen Beispielen wird gezeigt, wie nahe die Trilobitenfaunen dieser Bildungen übereinstimmen. Eine ziemlich augenfällige faunistische Verwandtschaft mit diesen kann man in der Etage 5 in Norwegen nachweisen. Da die betreffenden norwegischen und englischen Ablagerungen teilweise dem schwedischen *Trinuclaus*-Schiefer entsprechen, scheint ISBERG's Auffassung, der *Leptaena*-Kalk sei z. T. dem *Trinuclaus*-Schiefer gleichalterig, nicht unbegründet.

Verf. hebt den eigentümlichen Umstand hervor, daß die Etage F in Estland (die Lyckholmer und die Borkholmer Schichten) wohl eine große und gleichmäßige Verbreitung, aber nur geringe Mächtigkeit, etwa 20 m, hat, während der nur stellenweise auftretende *Leptaena*-Kalk eine Mächtigkeit von 150 m erreicht. Der westlichste und kleinste Vorposten, der Kildare limestone, erreicht eine Mächtigkeit von nicht weniger als 220 m. Die Riffnatur der Bildungen ist unverkennbar.

Verf. schließt seinen Aufsatz mit einigen Reflexionen über die Einteilung der cambrosilurischen Bildungen. Da die schwedischen Stratigraphen besonders in den letzten Jahren keine bestimmte Nomenklatur für diese Bildungen gebraucht haben, gibt Ref. hier unten ein Schema über die angewendeten Bezeichnungen.

Ältere Autoren (bis 1910)	MOBERG 1910 (Geol.-Kongr.)	TÖRNQUIST 1919	Sveriges geol. Undersökning 1920
Silur { Obersilur Untersilur Cambrium	Silur { Gotlandium Ordovicium Cambrium	Cambrosilur { Gutnium Ordovicium Cambrium	Cambrosilur { Silur Ordovicium Cambrium Hadding.

Herman P. A. Funkquist: *Asaphusregionens omfattning i sydöstra Skåne och på Bornholm.* (Meddel. fr. Lunds geologiska fältklubb, Ser. B. No. 11. Aven i Lunds Universitets årsskrift samt i Kungliga Fysiografiska Sällskapets Handlingar 1919. Med 2 tavlor och 3 kartor samt English Summary.)

Es wird ein Bericht über die Untersuchungen des Verf.'s über die unteren und die oberen Grenzschichten des Orthocerenkalks im südöstlichen Schonen und auf Bornholm gegeben. Die Hauptaufgabe des Verf.'s ist die gewesen, das Alter des „Kalks mit *Trinucleus coscinorrhinus* ANG.“ festzustellen und außerdem zu untersuchen, ob wir in Südostschonen keine Bildungen hätten, die dem unteren *Dicellograptus*-Schiefer des westlichen Schonens und den ihm nächstliegenden Grenzschichten entsprächen. Beide Aufgaben hat Verf. ausgezeichnet gelöst, und die von ihm erzielten Resultate sind in vieler Hinsicht von Interesse.

Nach einer ziemlich umfassenden historischen Übersicht beschreibt Verf. die untersuchten Fundorte. In Komstad wird der Orthocerenkalk und seine unteren Grenzschichten untersucht, und wie früher von Moberg festgestellt, daß er aus *Limbata*-Kalk und *Asaphus*-Kalk besteht. Er wird von Graptolithenschiefern unterlagert, die zu der Zone mit *Isograptus gibberulus* NICH. und der Zone mit *Phyllograptus angustifolius* HALL gehören. Bei Tommarp werden die oberen Grenzschichten des oberen Orthocerenkalks untersucht. Der Orthocerenkalk ist auch bei dieser Lokalität entblößt und wird von der Zone mit *Trinucleus coscinorrhinus*, etwa $\frac{3}{4}$ m mächtig, überlagert. Die Gesteine dieser Zone sind besonders interessant, sie bestehen nämlich aus dunklen Kalksteinen und Schiefen, die an Pyrit und Phosphoritknollen reich sind. Die letzteren sind so zahlreich vorhanden, daß das Gestein ein konglomeratähnliches Aussehen erhält. (Es fällt auf, daß Verf. dieses „Konglomerat“ als ein gewöhnliches Strandkonglomerat und als Beweis für eine längere Pause in der Sedimentation ansieht.) Durch sehr umfassende Grabungen ist es dem Verf. gelungen, über der Zone mit *Tr. coscinorrhinus* eine fossilarme, aber in sedimentpetrographischer Hinsicht außerordentlich bemerkenswerte Schichtenfolge von $4\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit zu entblößen. Das Gestein besteht aus hellem und dunklem Ton und Tonschiefern, die reich an Phosphorit und Schwefelkies sind. In diesen weichen Schiefen findet man Bänke von hartem „Kiesel-schiefer“. Nicht weniger als fünfzig verschiedene Abteilungen sind gemessen worden. Der obere Teil der Schichtenreihe, Cystideenschiefer benannt, wird unmittelbar von dem an Graptolithen reichen *Clingani*-Schiefer überlagert.

Die Untersuchungen des Verf.'s an anderen Orten im südöstlichen Schonen sind weniger eingehend und von geringerem Interesse; dagegen ist das bei Vasagaard auf Bornholm aufgeschlossene Profil von großem Wert. Die beinahe fossilfreien Schichten, die dort zwischen dem Orthocerenkalk und dem mittleren *Dicellograptus*-Schiefer bloßgelegt wurden, sind in hohem Grad denjenigen ähnlich, die Verf. in Tommarp angetroffen hat.

Obgleich Verf. mit seiner Arbeit nur eine stratigraphische Klärstellung bezweckt hat, finden wir doch in der Abhandlung auch einen paläontologischen Teil: eine Beschreibung der Arten, weiter eine paläontologische Übersicht mit einer Fossiliste, die etwa siebzig verschiedene Formen enthält und schließlich zwei Tafeln mit meistens gut gezeichneten Figuren. Von den Beschreibungen der Arten (es sind nur 6) ist eine von Interesse: die Beschreibung von *Trinuclеus coscinorrhinus* ANG. Nach der Meinung des Ref. zeigen indessen die Abbildungen dieser Art, daß es sich hier um zwei verschiedene Formen handelt, wovon die eine eine neue Art sein dürfte.

In einer stratigraphischen Übersicht hat Verf. die untersuchten Bildungen mit denen anderer Orte zu parallelisieren versucht. Es wird festgestellt, daß *Tr. coscinorrhinus* dieselbe vertikale Verbreitung in Tommarp hat wie in Jämtland und Norwegen und daß die Zone mit *Tr. coscinorrhinus* des Verf.'s demnach dem unteren *Dicellograptus*-Schiefer im westlichen Schonen und dem *Centaurus*-Kalk auf Öland entspricht. Der Cystideenschiefer in Tommarp wird aus guten Gründen mit dem Echinosphäritenkalk Ölands parallelisiert. Dagegen werden die übrigen Schlußfolgerungen des Verf.'s kaum unbedingte Billigung finden.

Der Abhandlung ist ein umfassendes Literaturverzeichnis und eine englische „Summary“ beigelegt.

Hadding.

J. E. Hede: Faunan i kalksandstensens märgliga bottenlager söder om Klintehamn på Gottland. (Sveriges geol. Undersökn. Ser. C. No. 281. Årsbok 11. 1917. No. 2. Med 2 tavlor.)

—: Om några fynd av graptoliter inom Gottlands silur och deras betydelse för stratigrafien. (Sveriges geol. Undersökn. Ser. C. No. 291. Årsbok 12. 1918. No. 8.)

In der älteren der obigen Arbeiten werden einige 40 Arten aus dem Mergel beschrieben, der bei Klintehamn (an der Westküste Mittelgotlands) den Kalksandstein unterlagert. Auf Grund der gefundenen Graptolithen (*Monograptus dubius* SUESS und *M. Flemingi* SALT.) wird der Mergel mit den Graptolithenschiefern Schonens parallelisiert und dürfte der Grenzschicht zwischen dem *Cyrtograptus*-Schiefer und dem *Colonus*-Schiefer entsprechen.

In der anderen Arbeit wird über eine faunistisch-stratigraphische Untersuchung berichtet. Von besonderer Wichtigkeit sind die Funde von nicht weniger als fünf Graptolithenarten, *Monograptus bohemicus* BARR., *M. chimaera* BARR., *M. Nilssoni* BARR., *M. varians* WOOD. und *M. varians* WOOD. var. *pumilus* WOOD. Die Schichten werden mit dem Lower Ludlow in England und mit dem unteren Teil des *Colonus*-Schiefers in Schonen, näher bestimmt mit der Zone mit *Monograptus Nilssoni* BARR. parallelisiert.

Hadding.

J. E. Hede: Djupborrningen vid Burgsvik på Gottland 1915. Paleontologisk-stratigrafiska resultat. (Sveriges geologiska Undersökning. Ser. C. No. 298. Årsbok 13. 1919. No. 7.)

Äußerst wertvoll für die Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse auf Gotland sind natürlich die zwei Kernbohrungen, die auf der Insel ausgeführt worden sind, die eine bei Visby 1912, die andere weiter südwärts, bei Burgsvik, 1915. Bei der ersteren Bohrung durchdrang man die ganze cambro-silurische Schichtenreihe. In einer Tiefe von 400 m wurde das Grundgebirge angetroffen. Die wissenschaftliche Untersuchung des Materials dieser Bohrung ist noch nicht abgeschlossen. In vorliegender Arbeit wird eine ausführliche Darstellung der paläontologisch-stratigraphischen Ergebnisse der zweiten Bohrung, der bei Burgsvik, gegeben. Bei dieser Bohrung drang man bis zu etwa 129 m Tiefe und eine Untersuchung ergab, daß die ganze durchbohrte Schichtenfolge zu dem oberen Gotlandium gehört.

Verf. beschreibt zunächst die Schichtenreihe, die er in vier größere Abteilungen einteilt:

- Sphäricodienkalk (oben),
- Sandstein mit Schieferton und Oolith,
- Sphäricodienmergel,
- Dayia-Schiefer.

Er hebt hervor, daß diese Schichten bereits von Gotland bekannt sind und daß sie sämtlich in NO—SW-Streichen zutage treten, in Übereinstimmung mit dem auch an den Bohrkernen festgestellten Fallen der Schichten nach SO. Über die Verteilung der Fossilien in den Bohrkernen wird sehr eingehend berichtet; die meisten Fossilien konnten bestimmt werden und ihre Lage unter der Oberfläche wird in Zentimeter angegeben.

Nach einer kurzen Beschreibung des petrographischen und des faunistischen Fazieswechsels zieht Verf. einige Parallelen zwischen den untersuchten Schichten und den entsprechenden Bildungen in England und in Schonen. Gestützt auf gemachte Graptolithenfunde (*Monograptus bohemicus* BARR., *M. Nilssoni* BARR. und *M. varians* WOOD.) weist Verf. nach, daß der untere Teil der Schichtenreihe, der Dayia-Schiefer, der Zone mit *Monograptus Nilssoni* im Lower Ludlow Englands und der gleichbenannten Zone oder dem *Posidonomya*-Schiefer im unteren Teil des *Colonus*-Schiefers in Schonen äquivalent ist. Der oberste Teil der Schichtenreihe in Burgsvik wird dem ältesten Teil der Öved-Ramsåsabbildungen in Schonen und den zur englischen Upper Ludlow Group gehörigen Bildungen gleichgestellt.

Hadding.

J. E. Hede: Om en förekomst av colonusskiffer vid Skarhult i Skåne. (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 41. 1919. Med 3 tavlor.)

Die silurischen Bildungen, die in Schonen unter dem Namen „*Colonus*-Schiefer“ zusammengefaßt worden sind, wurden lange wegen ihrer ver-

meintlichen Fossilarmut als in paläontologischer Hinsicht ziemlich uninteressant betrachtet.

In den hier angeführten und in zwei früheren Arbeiten hat indessen Verf. nachgewiesen, daß auch in diesen Bildungen sich Schichten mit einer Fülle von Arten sowie von Individuen finden. Die Fauna von Skarhult kommt in einer 10 cm mächtigen Kalkbank und in deren allernächster Grenzschicht, einem harten Schiefer, vor. Einige 40 Arten werden beschrieben. Unter diesen herrschen Brachiopoden (9 Arten) und Ostracoden (13 Arten) vor, aber auch die Graptolithen (5 Arten) treten zahlreich auf. Die Schichten gehören nach dem Verf. dem unteren Teil des *Colonus*-Schiefers, genau bestimmt der „Zone mit *Monograptus Nilssoni* BARR.“ an und entsprechen der gleichbenannten Zone im Lower Ludlow Englands. Verf. beschreibt zwei neue (*Chonetes scanicus* und *Tentaculites tenuissimus*) und außerdem eingehend mehrere andere Arten. Eine englische Zusammenfassung ist der Arbeit beigelegt.

Hadding.

Westergård, A. H.: Notiser rörande dictyograptusskiffern. (Geol.

Fören. i Stockholm Förhandl. 39. 635—644. Mit 1 Taf. Stockholm 1917.)

Želižko, J. V.: Neue untersilurische Fauna von Rožmítal in Böhmen. (Bull. int. Ac. Sc. Bohême. 4 p. 1 Taf. Prag 1917.)

Steuer, A.: Obersilur in der Lindener Mark b. Gießen. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 69. 1917. Monatsber. p. 195.)

Cowper Reed, F. R.: Supplementary Memoir on new ordovician and silurian fossils from the northern shan states. (Mem. geol. Surv. India. N. S. 6. Mem. No. 1. 4^o. 12 Taf. Calcutta 1915.)

Tertiärformation.

W. Wagner: Vergleich der jüngeren Tertiärablagerungen des Kalisalzgebietes im Oberelsaß mit denen des Mainzer Beckens. (Mitt. d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothr. 8, 2. 273—287.)

Nachdem durch FÖRSTER die älteren Tertiärablagerungen des Kalisalzgebietes im Oberelsaß gegliedert waren, hat Verf. die jüngeren Schichten, die oberen Mitteloligocän-, Oberoligocän- und ?Untermiocänablagerungen untersucht und eingeteilt; es lag nahe, diese Schichten mit den Mainzer Tertiärablagerungen zu parallelisieren. In der Einteilung und Abgrenzung des Mainzer Oligocän und Miocän folgt. Ref. der Einteilung SANDBERGER's. Das Unteroligocän ist im Oberelsaß als sog. grüne Mergel ausgebildet; darüber liegen als unteres Mitteloligocän ca. 520 m streifige Mergel, die in ihrer oberen Zone die Kalisalze enthalten; als mittlere Stufe des Mitteloligocän gelten die „bunten und buntstreifigen Mergel“. Die oberste Ab-

teilung dieser Stufe, die Knollenanhydrit-Steinsalzzone, wird mit dem unteren Septarienton bzw. Alzeier Meeressand parallelisiert, falls man eine Vertretung dieser Ablagerungen im Oberelsaß annehmen will. Maßgebend für diese Parallelisierung war der Umstand, daß *Leda Deshayesiana*, die im Mainzer Tertiär erst im mittleren Septarienton aufzutreten pflegt, im Kaligebiet bereits unmittelbar über der Knollenanhydrit-Steinsalzzone in dem 4,5—12 m mächtigen Foraminiferenmergel vorkommt; diese *L. Deshayesiana* führenden Mergel sowie die darüber liegenden 20 m mächtigen „typischen Fischeschiefer“ oder Amphisylesschiefer sind dem ebenfalls Fische führenden mittleren Septarienton (Fischeschiefer) des Mainzer Beckens gleichzustellen. Zwischen den Amphisylesschiefern und dem oberoligocänen Cyrenenmergel liegen im Oberelsaß 200 m mächtige Melettaschiefer, die bei ihrem ziemlich gleichbleibenden Habitus — schieferige Mergel mit glimmerreichen Kalksandsteineinlagerungen — eine Gliederung nicht erlauben. Diese Melettaschiefer werden als Vertreter des oberen Septarientons und der Elsheimer Meeressande angesehen. Der Unterschied in der Fauna des Melettaschiefers und des Foraminiferen und Meeresmuscheln führenden oberen Septarientons und der Elsheimer Meeressande wird auf die verschiedene Tiefe des Meeres im Oberelsaß und im Mainzer Becken zurückgeführt. Als Strandbildung des Melettaschiefers sind die Meeressande von Dammerkirch—Wolfersdorf mit der Fauna der Elsheimer Meeresschichten und die Blättersandsteine von Dornach und Habsheim im Sundgau anzusehen. Den oberoligocänen Cyrenenmergeln im Mainzer Becken entsprechen im Oberelsaß 60 m mächtige, ebenfalls Cyrenen führende Mergel mit Braunkohlenflözchen und einer Süßwasserbildung. Über dem Cyrenenmergel folgt im Oberelsaß eine reine Süßwasserbildung, die sog. Süßwasserzone, die aus bis 300 m mächtigen bunten Mergeln mit Kalksandsteinen besteht. Nach Ablagerung des Cyrenenmergels trat also eine starke Heraushebung im Oberelsaß ein, der gleich darauf eine Senkung folgte. Eine Gliederung der Süßwasserzone und eine Parallelisierung mit gleichalterigen Schichten im Mainzer Becken ist noch nicht möglich. Die einzelnen äquivalenten Bildungen im Oberelsaß, Unterelsaß und Mainzer Becken sind in einer übersichtlichen Tabelle zusammengestellt. Kurz zurückgewiesen wird in dieser Arbeit die HARBORT'sche Annahme, daß die oberelsaßbischen Kalisalze aus ausgelaugten norddeutschen Kalilagern des Zechsteins herzuleiten wären.

Cl. Leidhold.

Wagner-Klett: Das Tertiär von Wiesloch in Baden. Ein Beitrag zu seiner tektonischen, stratigraphischen und paläontologischen Kenntnis. (Jahresber. d. Oberrh. Geol. Ver. 1919. Mit 6 Textfiguren, 1 Übersichtskarte, 1 Schichtenprofil und 2 Fossiltafeln.)

Zwischen Tonen und sandigen Mergeln des Wieslocher Oligocäns liegen zwei Geröllschichten, von denen die obere bedeutend mehr Jura-fossilien enthält als die durch gröberes Material ausgezeichnete untere.

Das Geschiebematerial besteht aus Rhätsandsteinen, Jurageröllen von Lias α bis zum Dogger β , kleineren Geschieben aus buntfarbigen Kalkmergeln des älteren Tertiärs, Steinmergelkeuper und Keupersandsteinen, sowie buntem Keuper. Muschelkalk und Buntsandstein fehlen vollständig. Zur Zeit des Tertiärmeeres bestand die Küste aus dem oberen Keuper, hauptsächlich aber aus Jura bis hinauf zum Dogger β , auch noch Eocän war vorhanden.

In das tieferliegende Oligocän weiter einzudringen ist mangels passender Aufschlüsse unmöglich. Die unter dem Septarienton liegenden Schichten sind aber zweifellos mit denen von Pechelbronn zu parallelisieren. Die Möglichkeit, daß die tieferen Lagen ölführend sind, ist nicht ausgeschlossen.

Die Flora und Fauna des Wieslocher Oligocäns ist bedeutend reichhaltiger als bis jetzt bekannt war: 11 Pflanzenarten, 2 Echinoiden, 47 Molluskenarten, 5 Crustaceen, 24 Fischarten, 1 Krokodilierrest, 1 Sirenenrest, 93 Foraminiferen.

In einem Anhang wird „der Wieslocher Septarien- oder Rupelton in bezug auf seine Tiefenzonen unter Berücksichtigung der bis jetzt bekannten Schriften über die Tiefenzonen des norddeutschen Rupeltons“ besprochen. Bei der Wieslocher Ablagerung muß in Betracht gezogen werden, daß die Küste des Tertiärmeeres nicht allzu fern war. Für litorale Fazies sprechen Nüsse von *Juglans*, Zapfen von *Pinus*, Landschnecken und Bruchstücke von *Diplocynodon*. Wenn man die Aufstellungen über Lebensweise der Meertiere verfolgt, so kann es sich nur um geringe Tiefen handeln. Ab und zu kommt es vor, daß auch Arten zu finden sind, die in tieferen Meereszonen leben.

F. Haag.

W. Wenz: Die Thalfingerschichten der schwäbischen *Rugulosa*-Kalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. (Jahresber. und Mitt. des Oberrhein. Geol. Ver. N. F. 7. Heft I. 6—29. Karlsruhe 1918.)

Die Arbeit enthält eine Aufzählung der in diesem am Südabhang der Alb in der Umgegend von Ulm entwickelten Schichtenkomplexe enthaltenen Mollusken und Säugetieren, letztere nach den einschlägigen Untersuchungen von SCHLOSSER zusammengestellt. Die Thalfingerschichten bilden nur eine Fazies der Öpfingerschichten und gehören wie diese der aquitanischen Stufe an. „Die verschiedene Fazies beider Ablagerungen erklärt sich wohl am einfachsten daraus, daß es sich bei den Öpfingerschichten um die breite Randzone des flachfrigen Süßwassersees mit seinem dichten Pflanzengürtel handelt, bei den Thalfingerschichten dagegen um das von einzelnen Wasserläufen und kleineren, zeitweilig austrocknenden Seen eingenommene Vorland, in das vom Jura her während der Niederschlagsperioden das feine Verwitterungsmaterial zusammen mit den Mollusken und Säugetierresten eingeschwemmt wurde“ (p. 28). Beide sind sie gleichalterig mit den böhmischen Süßwasserkalken von Tuchorschitz etc. und älter als die *Ramondi*-

Schichten des Mainzer Beckens. Das Burdigalien soll in Schwaben völlig fehlen und hier zwischen diesen Süßwasserbildungen und der helvetischen Meeresmolasse „ein wenn auch kleiner Hiatus vorhanden sein; während dieser Zeit habe an einzelnen Stellen die Abtragung bereits eingesetzt, wenn sie auch im großen ganzen recht wenig in die Erscheinung trete“ (p. 29).

Die Frage spitzt sich auch hier wieder darauf zu, ob eine von der aquitanischen im Alter zu unterscheidende chattische Stufe wirklich existiert oder nicht. Ist das letztere der Fall, wie Ref. glaubt, so wären die Thalfinger- und Öpfingerschichten Burdigalien, d. h. erste Mediterranstufe, und der an und für sich nicht sehr wahrscheinliche Hiatus zwischen ihnen, der auch nach dem Verf. „recht wenig in die Erscheinung treten soll“, könnte in Wegfall kommen.

Oppenheim.

K. Fischer und W. Wenz: Mollusken aus den Sables de Cuise der Umgegend von Soissons. (Nachrichtsbl. d. Deutsch. Malakozoolog. Zeitschr. 1918. Heft 2. 60—64. Mit Profilskizze.)

Der Aufsatz enthält eine Aufzählung von Mollusken aus dem Cuisien der Umgegend von Pont St. Mard, die kaum etwas wesentlich Neues bieten dürfte.

Oppenheim.

Reginald M. Weingärtner: Beiträge zur Geologie des Großherzogtums Oldenburg. I. Das Tertiärvorkommen im nördlichen Teile der Dammer Berge und seine diluviale Bedeckung. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 70. 1918. Monatsber. 37—61. 1 Kartenskizze.)

Die Dammer Berge zwischen Neuenkirchen und Damme und im Norden bis Vechta enthalten einen Kern von Tertiär, hauptsächlich mittel-oligocänen Septarienton, dem sich örtlich beschränkt noch etwas zweifelhaftes Oberoligocän und mittleres Miocän auflagern. Von Oster-Damme und Goldenstedt werden Listen einer ziemlich reichen Miocänfauna gegeben, welche im geologischen Institut zu Göttingen bestimmt wurde. Die Fauna ist sonst einheitlich, auffällig ist Ref. nur in ihr die oligocäne *Astarte Kickxii* Nysr. (a. a. O. p. 61), wie die ihm nicht ganz verständliche *Venus incrassata* Nysr. (p. 60).

Oppenheim.

Boden, K.: Die pliocänen Ablagerungen im Gebiete des Oberlaufes der Vezouse in Lothringen. (Sitzungsber. math.-phys. Kl. Bayr. Akad. Wiss. München 1919. II. 229—257. Mit 1 Karte.)

C. Gagel: Über einen miocänen Kieseloolith. (Jahrb. preuß. Geol. Landesanst. 39. T. 1. H. 1. 1918.)

Verf. untersucht die jungtertiären festen kieseligen Sandsteine und Quarzite bei Cholm im polnisch-ukrainischen Grenzland. Die einzelnen Bänke sind z. T. fingerstarke, runzelige Platten, z. T. mehrere Zentimeter dick. Stellenweise sind bis $1\frac{1}{2}$ m dicke Quarzitblöcke entstanden, die knollen-, haken- oder zapfenförmig in lose Quarzsande hinein greifen. Faunistisch wurde das Alter der Schichten als jüngeres Miocän (sarmatische und zweite obere Mediterranstufe) bestimmt. Ein auffälliger Kieseloolith wurde in dem bereits geförderten Quarzitmaterial vorgefunden. Er besteht aus $1\frac{1}{2}$ mm großen Körnern, zwischen denen selten kleine, verkieselte Fragmente von Zweischalern vorhanden sind. Im Dünnschliff zeigen die Oolithkörnchen oft einen wasserklaren Kern aus einem oder mehreren Stücken Quarzkristall mit trüber, konzentrisch geschichteter Rinde. Manchmal fehlt der Kern und der Oolith ist ungeschichtet. Auf der Oberfläche des Ooliths sind Quarzkriställchen aufgewachsen. Die Masse des Ooliths besteht aus kryptokristalliner bis feinkristalliner Kieselsäure. Radialfaserige Struktur wurde nie beobachtet. Vermutlich sind die Kieseloolithe durch metasomatische Umwandlung aus Kalkoolithen entstanden.

Groß.

W. Wenz: Zur Altersfrage der böhmischen Süßwasserkalke. (Jahrb. d. Nassauischen Ver. f. Naturk. in Wiesbaden. 70. 1917. 39—83.)

Der Reichtum der böhmischen Süßwasserkalke an Land- und Süßwassermollusken ist wohl bekannt. Sie haben mehrfach eine eingehende Bearbeitung erfahren und sind vortrefflich beschrieben und abgebildet worden. Dagegen ist ihr genaues Alter bisher strittig. Die überwiegende Mehrzahl der bisherigen Beobachter hat sie für annähernd gleichalterig mit den Landschneckenkalken von Hochheim im Mainzer Becken angesehen oder für nur um ein Geringes jünger. Dieses war die nahezu übereinstimmende Ansicht fast aller in der Frage beschäftigten Conchyliologen. Ein gänzlich abweichendes Resultat gewann SCHLOSSER bei der Bearbeitung der in ihnen eingeschlossenen Säugetierreste. Er stellt die Formation höher, in die Zeit der mittelmiocänen Meeresmolasse, d. h. in die helvetische Stufe, während der Säugetierforscher STEHLIN in einer brieflichen Mitteilung an den Verfasser sich wieder mehr dem Standpunkt der Conchyliologen nähert und die Formation auf Grund des Auftretens von *Choerotherium* zum Burdigalien zieht. Diesen Widerspruch aufzuklären und in der Frage Stellung zu nehmen ist die Aufgabe des Verf.'s, der daraufhin die Fauna der böhmischen Süßwasserkalke neu durchbestimmt und in ihrem Bestande mehr oder weniger weitgehende generische Änderungen vorgenommen hat, ohne hinsichtlich ihres Bestandes an Arten im übrigen im wesentlichen etwas Neues hinzuzufügen. Von der zwingenden Notwendigkeit dieser generischen Änderungen dürften im übrigen nicht alle Leser gleichmäßig überzeugt sein.

Während Verf. in der Einleitung auf p. 42 ausdrücklich betont, daß es keineswegs berechtigt erscheine, die böhmischen Süßwasserbildungen als Ganzes zu betrachten, und daß speziell der Horizont von Wärzen mit *Parachloraea oryctoma* von demjenigen von Tuchorschitz völlig verschieden sei, hat er diesen vielleicht sehr fruchtbaren Gesichtspunkt später fallen gelassen und erwähnt auf der Tabelle auf p. 79 ff. nur Arten von Tuchorschitz und verwandten Fundpunkten. Jedenfalls ist dadurch ein sehr wesentliches Element in der Frage des Alters der „böhmischen“ Süßwasserkalke eliminiert. In dem ersten Teil des Aufsatzes werden die Kalke von Wärzen ungefähr im Alter den Hochheimer Landschneckenkalken gleichgestellt und sogar eher für etwas älter gehalten. Auf der Tabelle auf p. 82 werden sie unter die Braunkohlenbildungen Nordböhmens versetzt, was doch wohl noch recht zweifelhaft bleibt. Von 82 aus ihnen bestimmten Molluskenarten sollen Tuchorschitz und verwandte Fundpunkte deren 23 mit der aquitanischen Stufe gemeinsam haben. Immerhin seien aber doch die Beziehungen nicht so eng als sie rein zahlenmäßig erscheinen möchten, denn es fehlten eine Reihe von charakteristischen Formen, wie *Omphalosagda subrugulosa*, *Galactochilus mattiacum* u. a. Diese Tatsache, wie der Umstand, daß noch fünf Formen in die tortonische Stufe hinaufstiegen, führen zu der Annahme eines doch wohl etwas jüngeren Alters, d. h. zur Hinzuziehung zum Burdigalien. „Immerhin“, schließt der Verf. auf p. 81, „scheint mir die Tatsache von besonderer Wichtigkeit, daß auch die Untersuchung der Land- und Süßwassermollusken bezüglich des Alters der in Frage kommenden Ablagerungen zu denselben Ergebnissen führt wie die der Säugetiere.“

Es mag demgegenüber zuvörderst hierauf hingewiesen werden, daß sich dieser Schluß augenscheinlich nicht ganz aufrecht erhalten läßt. SCHLOSSER, der einzige in Frage kommende Autor, dessen Resultate in gedruckter Form vorliegen, hält die böhmischen Süßwasserkalke nach ihrer Säugetierfauna für Helvétien, also doch für wesentlich jünger als WENZ, der sie auf Grund ihrer Land- und Süßwassermollusken zum Burdigalien stellt. Es liegt hier übrigens derselbe Widerspruch vor, der sich auch für Oppeln ergeben hat, und auch dort wird wohl mancher, trotz der abweichenden Resultate, zu welchen die Untersuchung ihrer Säugetierreste durch WEGNER gelangt ist, mit dem Ref. geneigt sein, sich hier den Ansichten ANDRÉA's anzuschließen, der bis zuletzt an dem untermiocänen Charakter ihrer Molluskenfauna festhielt, und in der Fauna von Oppeln mit ihren *Galactochilus*-Arten keineswegs die Formen der obermiocänen (tortonischen) *Silvana*-Schichten zu erkennen¹; wie es denn überhaupt wohl mehr im Interesse der Wissenschaft liegen dürfte, derartige Widersprüche in den Resultaten, die sich aus der naturgemäß etwas einseitigen Betrachtung einzelner Formgruppen ergeben, hervorzuheben, als sie durch Eindrücke zu verwischen, denen naturgemäß etwas Subjektives anhaften muß.

¹ Vgl. die Tabelle auf p. 82 a. a. O.

Ein weiterer Punkt, in welchem Ref. sich nicht einverstanden erklären kann, betrifft die vom Verf. hier wie in anderen Publikationen vorgenommene Zuteilung zu den einzelnen Stufen des Systems. Ref. glaubt des wiederholten eingehender dargetan zu haben, daß die von THEODOR FUCHS ursprünglich eingeführte und von G. DOLLFUSS später aufgenommene chattische Stufe mit der aquitanischen als oberes Oligocän zusammenfällt. Wenn man dies als richtig anerkennt und in der Tabelle auf p. 82 durchführt, so fallen damit die vielen an und für sich unwahrscheinlichen Lücken weg, welche Verf. einzeichnet. Die Hochheimer Landschneckenkalke und die *Ramondi*-Schichten werden Aquitanien und Verf. gewinnt in den oberen *Rugulosa*-Schichten und in den Öpfinger und Thalfinger Schichten die von ihm so vermißten Äquivalente seiner „burdigalischen Stufe“, wie auch die Schichtenreihe des Mainzer Beckens dadurch ein mehr natürliches Ansehen bekommt und sich damit auch wieder mehr der älteren Auffassung der Schichten nähert.

Der Ausdruck „burdigalische Stufe“ bringt Ref. auf einen weiteren Einwurf mehr formaler Hinsicht. Wenn man durchaus verdeutschern will, würde er eher „Stufe von Bordeaux“ als konsequent und allgemein verständlich vorziehen. Aber warum diese Änderung? Will man denn wirklich alle von fremden Ortsnamen hergenommenen oder sonst fremdartig eingekleideten Bezeichnungen aus der geologischen Nomenklatur bannen? Ist man sich dessen bewußt, daß es dann auch von Lias, Dogger, Malm, Wealden, Gault und dergl. Abschied nehmen heißt? Die französischen Stufenbezeichnungen sind zudem kurz und prägnant, die deutsche Übersetzung ungemein schwerfällig. Steht man aber auf dem Standpunkte der Verdeutschung, dann muß man ihn konsequent durchführen, dann darf man nicht vom „Calcaire de Montabuzard“ und von den „Faluns de Léognan“ sprechen, wie Verf. auf p. 60 u. a. tut.

Oppenheim.

Hucke, K.: Über die Tiefbohrungen von Hirschgarten bei Köpenik und Groß-Lichterfelde bei Berlin. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 69. Monatsber. 1917. 219—232.)

A. Rzehak: Das Miocän von Brünn. (Verh. d. naturf. Ver. in Brünn. 56. 1919. Sonderabdr. 34 p. 3 Textfig.)

Der Aufsatz enthält die zusammenhängende Darstellung dessen, was bisher nur in Form kurzer Notizen bezw. von Beschreibungen der Ergebnisse einer Reihe von Tiefbohrungen veröffentlicht wurde. Das Tertiär von Brünn gehört ausschließlich der zweiten Mediterranstufe an, es beginnt mit einem Süßwasserton von vorwiegend braungelber Farbe und Holzkohlenresten mit Steinkernen von *Helix* und *Glandina*, Bruchstücken von *Unio*, verdrückten Schalen von *Congerina*, Schildkrötenresten wie *Testudo* und *Trionyx* und Krokodilen, die der Gattung *Diplocynodon* unter

den Alligatoren angehören dürften; dazu gesellt sich ein in seiner Erhaltung hochinteressantes Gebilde, ein Vogelekcrement. Als Seltenheiten kommen auch Säugetierreste vor, so *Mastodon angustidens*, *Rhinoceros* sp., *Hyotherium* cf. *Sömmeringi* und kleinere Fußwurzelknochen, die teils zu *Hyotherium*, teils zu *Hyaemoschus* gehören dürften. Über dem Ton lagert der *Oncophora*-Sand, ein in der Umgegend von Brünn sehr verbreitetes Gebilde, mit gelegentlichen Lagern von Mergelknollen und Tongallen, im allgemeinen versteinungsleer, doch haben sich *Oncophora socialis* und *Cardium moravicum* mit der Zeit allmählich an verschiedenen Punkten des Komplexes nachweisen lassen. Auch Säugetierreste enthält diese Schicht häufig, so wiederum *Mastodon angustidens*, *Dinotherium bavaricum* und ein *Rhinoceros*, welches früher als *Aceratherium* galt, wahrscheinlich aber zur Untergattung *Ceratorhinus* gehört. Von diesem Nashorn sind in der Sandgrube bei Neu-Leskau ganz prachtvoll erhaltene Reste aufgefunden worden. Marine Conchylien sind im Brünnner *Oncophora*-Sand sehr selten und beschränken sich neben Zähnen von *Lamna* und *Carcharodon* im wesentlichen auf *Ostrea cochlear* POLI, einen *Pecten*, der als *P. oslavanensis* näher aufgeführt wird und *Siliqua* cf. *suevica* M.-E. Es folgt drittens ein Schliermergel, der allerdings anstehend in der näheren Umgebung von Brünn nicht bekannt ist, aber in zahlreichen Tiefbohrungen nachgewiesen wurde und sich von dem ihn überlagernden Tegel vor allem durch seine größere Festigkeit unterscheidet. Er enthält u. a. eine Aturie, *Solenomya* cf. *Döderleini* MAYER, eine große *Xenophora* und Pteropoden, dazu zahlreiche Foraminiferen und Radiolarien. Auf diesen Schlier folgt der marine Tegel als eine stellenweise in der Umgebung Brünns sehr mächtige Decke, die neben Gips gelegentlich auch Barytkonkretionen führt. Makroskopische Fossilien kommen in ihr nur selten vor und beschränken sich auf einige Austern und Pteropoden. Um so zahlreicher sind die mikroskopischen Einschlüsse und unter ihnen vor allen die vorzüglich erhaltenen Foraminiferen, unter denen 260 Arten festgestellt werden konnten. Auch Diatomeen sind häufig, sehr artenreich und wohl erhalten. Schotter, die in der nächsten Umgebung von Brünn hie und da in verhältnismäßig bedeutenden Seehöhen liegen, dürften wohl auch dem Tertiär angehören, können aber auf jeden Fall höchstens als obermiocän oder pliocän bezeichnet werden. Ihre Transportwellen haben sich in derselben Richtung bewegt wie die heutigen Gewässer.

Das Wichtige und über das lokale Interesse Hinausweisende in der vorliegenden Publikation scheint Ref. in der durch Bohrung vollkommen einwandfrei festgestellten Lage des Schliers zu liegen. Dieser überlagert die *Oncophora*-Sande und liegt seinerseits unter dem Badener Tegel. Sind die ersteren nun, wie immer angenommen wurde, Grunder Schichten, so liegt der Schlier hier als tiefstes Glied innerhalb der zweiten Mediterranstufe und ist auf das innigste mit dem Badener Tegel verknüpft, den er unterlagert. Es sind dies, wie Verf. richtig betont, Verhältnisse wie bei Walbersdorf oder wie bei der von M. TOULA mitgeteilten Liesinger Bohrung. Es gibt also nur zweierlei: entweder bestehen mehrere Schlier-

horizonte oder der Schlier ist jünger als SUESS annahm und gehört der zweiten Mediterranstufe an. Für die erstere Auffassung würde auch die Stellung des mittelsteirischen Schliers im Sinne von HILBER und WINCKLER ins Feld zu führen sein.

Oppenheim.

R. Bullen Newton: Fossiliferous Limestone from the North Sea. (Quart. Journ. Geol. Soc. 72, 1. 1916. 8—21. 1 Taf.)

Der Dampfer Procyon brachte vom Grunde der Nordsee, etwa 80 englische Meilen von den Orkney-Inseln oder 100 englische Meilen nordnordöstlich von Buchan-Ness zwei Kalkblöcke mit herauf, die ganz erfüllt waren mit den Resten mariner Mollusken. Der Fundort ist ein tiefer Kanal, auf dessen Grunde das Gestein anscheinend ansteht, da die Fischer häufig ihr Gerät an ihm abbrechen. Nichts an dem Gestein erinnert an glaziale Einwirkungen, es macht ganz den Eindruck, als sei es in einem gewöhnlichen Steinbruch oder Landaufschluß gewonnen. Nach dem bisherigen Stande unserer Kenntnis findet sich weder in England noch in Schottland ein ähnliches Gestein. Vor allem sind die Elemente des Crag durchaus verschieden. Nur die tiefsten Lagen des Coralline-Crags enthalten etwas ähnliches in unregelmäßigen Anhäufungen eines muschelreichen Kalksteines. Die Fauna des Gesteins ist eine sehr eigenartige. Es enthält nur etwa 50 % lebender Arten, von denen einige, wie die als *Ranella gigantea* bestimmte Form, einen durchaus südlichen Charakter besitzen, während typisch boreale Formen nur in *Cyprina islandica* und *Maetra ovalis* vertreten sind. Hier finden sich neben *Arcopecten sericea*, *Tellina Benedeni* und *Panopaea Menardi*, also Formen, die in England den Coralline-Crag nicht überschreiten, und einer neuen Dosinie (*Sinodia tertiaria*), deren lebende Verwandte nur im Indischen Ozean vorkommen, in *Streptochetus sexcostatus* BEYR. und *Ficula simplex* BEYR. zwei wohlbekannte und häufige Formen unseres norddeutschen Miocäns. Verf. ist geneigt, aus rein paläontologischen Momenten diese Fauna noch in die Periode des Coralline-Crags zu versetzen. Man könnte vielleicht auf Grund des Auftretens der beiden so typisch miocänen Formen geneigt sein, sie noch für etwas älter zu halten und in ihr Äquivalente des Mio-Pliocäns, des Rédonien von G. DOLLFUSS oder des Diestien von NYST, zu erblicken, wie dies letztere übrigens in der sehr erschöpfenden Diskussion, die die Arbeit begleitet, von H. W. MONCKTON bereits betont wird. Nach W. H. BOOTH soll sich ähnliches in einem Bohrloche bei London gefunden haben, eine Beobachtung, die indessen wohl weiterer Bestätigung bedarf.

Jedenfalls ist das Auftreten dieser miocänen Formen in einem Gebiete, in welchem diese Formation bisher durchaus fehlt, in hohem Maße bemerkenswert. Die Fossilien sind im übrigen sehr gut erhalten und lassen sich nur bei der Härte und Zähigkeit des Gesteins schwer herauspräparieren. Sie sind auf der beigegebenen Tafel gut kenntlich wiedergegeben.

Oppenheim.

Siehe ferner: K. MARTIN, p. - 63 -; R. B. NEWTON, p. - 63 -.

Faura I Sans: Sobre els bancals fossilífers de l'Helvecià de Rubí, província de Barcelona. (Bull. de la Inst. Catalana d'Historia Natural, Grener i Febrer de 1919. 22—24.)

Unter den nach den eigenen Angaben des Verf.'s schlecht erhaltenen Fossilien wäre hervorzuheben *Pereiraea Gervaisi* VEZIAN, wie ein Exemplar von *Aturia Aturi* BAST. In diesem letzteren ist zugleich das erste Auftreten der Gattung auf der Pyrenäenhalbinsel gegeben, wie in ihm der erste Cephalopode aus dem Miocän von Catalonien vorliegt. (Nach dem Auftreten der *Pereiraea Gervaisi* in diesen Schichten wäre man versucht, an den Grunder Horizont zu denken, wogegen das Auftreten der *Aturia Aturi* zum mindesten nicht spricht.) **Oppenheim.**

P. Oppenheim: Über Fossilien aus dem östlichen Kleinasien. (Zeitschr. d. D. G. G. 69. 1917. Monatsber. 72—84.)

Fossilien, durch Prof. MANISSADJAN in Samsun gesammelt und schon vor Jahren durch den Chemiker Dr. NEUENHAUS in Biebrich an Verf. gelangt, beweisen das Auftreten von Eocän um Yozgad und Mersifum, von oberer Kreide bei Zile. Wichtig ist das Auftreten von Unteröligocän in der Umgegend von Siwas. Die Versteinerungen (*Cytherea exintermedia* SACCO, *Crassatella* cf. *sulcata* SOL., *Pholadomya* cf. *alpina* MATH.) liegen in einem weichen, tuffigen Gestein, welches, wie eine im Anhang wiedergegebene Spezialuntersuchung von BELOWSKY nachweist, als Tuffit zu bezeichnen ist. Bei Aintâb und Malatia würde Miocän anstehen. Es wäre dies dann das am meisten landeinwärts vorgertückte Vorkommen dieser Formation auf dem kleinasiatischen Kontinent.

Die Fossilien aus dem Unteröligocän von Siwas sind in 3 Textfiguren wiedergegeben. **Oppenheim.**

R. Bullen Newton: On some Non-marine Molluscan remains from the Victoria Nyanza Region, associates with Miocene Vertebrates. (Quarterly Journal of the Geol. Soc. 65. June 1914. 187—198. Taf. 3.)

Bei Nira, Kachuku und Kikongo am nordöstlichen Horn des Victoria Nyanza ist eine Reihe von limno-lacustrinen Absätzen, augenscheinlich das Delta eines sehr alten Flusses entwickelt, welche in 37 Schichten zerfallen und eine Mächtigkeit von ungefähr 160 Fuß besitzen. In diesen Schichten findet sich neben Resten von Schildkröten, Krokodilen und anderen Wirbeltieren ein kleines *Dinotherium*, welches ANDREWS als *D. Hobleyi* beschrieben hat und welches nach ihm auf das innigste verwandt sein soll mit *D. Cuvieri* KAUP. An der Alterszugehörigkeit zum Burdigalien, also zum älteren Miocän, wäre daher kein Zweifel. Um so auffallender ist es, daß die Mollusken ausschließlich wohlbekannte, heute noch in diesen Gegenden oder etwas weiter nördlich und östlich auftretende Formen darstellen. So *Ampullaria ovata*, *Lanistes carinatus*,

Cleopatra bulimoides unter den Süßwasserformen und einige Bulimiden und Achatinen unter den Landschnecken. Bivalven fehlen gänzlich, die einzige ausgestorbene, bzw. bisher nicht als lebend aufgefundene Landschneckenart ist eine Cyclostomatide, die früher als Pomatias beschriebene *Tropidophora nyasana*, welche aus bisher für postpliocän gehaltenen Absätzen auch aus der Umgegend des Victoria Nyanza von E. A. SMITH 1889 bekannt gemacht wurde.

Die Frage ist nun, welcher Kategorie von Formen man entscheidenden Wert bei der Altersabmessung beilegen soll. Die zahlreichen Mollusken scheinen für ein sehr jungliches Alter zu sprechen. Kann sich das *Dinotherium* nun nicht in Afrika bis in geologisch sehr junge Zeiträume erhalten haben, wie das den Helladotherien und Samotherien der Pikermi-Fauna so innig verwandte Okapi der Jetztzeit?

Oppenheim.

Quartärformation.

W. Soergel: Das Kieslager von Süßenborn bei Weimar. (Monographien zur Steinbruch-Industrie. V. Herausgegeben von der Redaktion „Der Steinbruch“. 32 p. und 11 Abbild. Berlin 1918.)

Das Schriftchen gibt einen vortrefflichen Überblick über die wegen ihrer altdiluvialen Säugetiere bekannten Schotter. Die Ablagerung ist eine Ilmaufschüttung in einer alten, nach NW offenen Flußschlinge. Das bis zu 16 m mächtige Profil läßt eine Volumenzunahme der Gerölle von unten nach oben erkennen, eine nach Verf. in mittel- und süddeutschen Schotterprofilen häufig zu beobachtende Erscheinung; die Bedingungen dafür erblickt Verf. in einer anhebenden Vereisung. Die Lettenbänke in den Kiesmassen („Rutotbank“ in Mauer) sind für die Gliederung gänzlich bedeutungslos. In der Altersbestimmung nähert sich Verf. jetzt Wüst, nur stellt er das Kieslager nicht in die Günzzwischenzeit, sondern wegen der starken Beteiligung der Thüringer Wald-Gesteine an der Zusammensetzung der Kiese und der erwähnten Volumenzunahme der Gerölle in die Günzzeit selbst. Sicher ist das Lager älter als die Mindeleiszeit (= erste norddeutsche Vereisung). Abbau der Schotter und Vorkommen der Knochen und Zähne werden geschildert. Die biologische Analyse der vielstudierten, aber z. T. nur dürftig bekannten Tierwelt ergibt als Wohnstätte des Großwildes eine zwischen Harz und Thüringer Wald gebreitete, wasserreiche Grassteppe mit Uferwäldern an den Wasserläufen, und ein viel kontinentaleres Klima als heute. Ein solches Klima macht eine älteste hypothetische Eiszeit in Norddeutschland nötig, die der alpinen Günzvergletscherung entspricht. Verf. bezeichnet selbst dieses Ergebnis „vor-erst als ein durchaus bedingtes, ehe nicht Art und Alter der Deckschichten und die Zeit der Kiesverwitterung in Süßenborn einwandfrei bestimmt ist“. Zum Schlusse wird eine ausführliche Anleitung zum Sammeln und Konservieren eiszeitlicher Säugetierreste gegeben.

Dietrich.

W. Soergel: Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Eine Gliederung und Altersbestimmung der Löss. Jena 1919. 177 p.

Zunächst werden die Autoren aufgezählt, welche den Löß als glazial und welche ihn als interglazial betrachten. SOERGEL tritt für glaziales Alter ein. Die zeitliche und räumliche Abhängigkeit der Lößbildung von den Vereisungen kommt sowohl petrographisch wie klimatologisch-meteorologisch und stratigraphisch zum Ausdruck. Verbreitung und Lagerung des Löß lassen sich nicht mit der Annahme eines interglazialen Alters vereinigen. Auch die Fauna wird als beweisend angeführt. Wesentliche Voraussetzung zur Lößbildung waren Schmelzwasserabsätze als das Ausgangsmaterial und das Vorhandensein einer Antizyklone über dem vereisten Gebiet mit den ihr abströmenden Winden als verfrachtendes Medium. Manche Mergelfeinsande können dadurch gebildet sein, daß Lößmaterial in Eisstauseen eingblasen wurde.

Aus der regionalen Verbreitung der verschiedenen Lössen zu den Grund- und Endmoränen leitet Verf. ab, daß in der Rückzugsphase kein Löß gebildet wurde, die Lößbildung müsse auf Vorstoß und Höhepunkt einer Eiszeit beschränkt gewesen sein. Wurde also kein Löß ausgeblasen, so mußte die Antizyklone fehlen oder stark verlagert sein, deshalb konnten in den Rückzugsphasen flächenhaft ausgedehnte Eismassen nicht mehr zutage gelegen haben, es mußte damals flächenhafte Oberflächenabschmelzung herrschen, welche ausgedehnte schuttbedeckte Toteismassen schuf. (Subglaziale Bildungen dieser Phasen waren die Rummel und Sölle. Letztere werden als Einsturzkessel betrachtet, wobei sich auch die reihenförmige Anordnung erklären ließe.)

SOERGEL meint, die Lößbildung sei zu verschiedenen Malen erfolgt, unter wiederholten vollständigen Unterbrechungen. Diese Unterbrechungen gliedern den älteren Löß in zwei, an einigen Stellen sogar drei und mehr Stufen, sie deuten auch im jüngeren Löß auf zwei selbständige Bildungsphasen hin. Es gilt nun, auf dem „gesicherten Boden des Polyglazialismus“ die Altersstellung der Lössen zu den verschiedenen Eiszeiten zu ermitteln. „Zu jeder Eiszeit gehört ein Löß. Wir können also aus der Zahl der Lössen auf die Zahl der Eiszeiten oder der durch bedeutende Rückzugsphasen (und anschließende Zwischeneiszeiten) getrennte Eisvorstöße schließen.“ Es werden drei (oder mehr) ältere, zwei jüngere und ein jüngster Löß unterschieden, was sechs Eiszeiten ergäbe. Indessen erkennt SOERGEL die Schwierigkeit der Zuordnung der Lössen zu den Eiszeiten an, eine präzise und allseitig befriedigende Einteilung gelingt nicht. Der ältere Löß wird zur vorletzten (Riß-)Eiszeit gerechnet, seine untere Abteilung zur Mindelzeit, die beiden jüngeren zur letzten, der jüngste zu dem, in sich wieder gegliederten baltischen Vorstoß (dessen eine Bildungsphase dem Bühlvorstoß zugehörig), die letzte Lößbildung ist postglazial. Damit ergibt sich für SOERGEL auch die Altersbestimmung der paläolithischen Kulturen, die er in einer Tabelle zusammenfaßt (Mousterien bis Magdalenien der „letzten“ Eiszeit zugestellt).

Eine schematische Kartendarstellung der Endmoränen als „Maximalstände der einzelnen Phasen der letzten Eiszeit“ unterscheidet drei Hauptvorstöße, beim zweiten noch drei Einzelphasen; nach Ansicht des Ref. sind dies aber nur die Einzelphasen des allgemeinen Rückzuges. Graphisch sind noch dargestellt die Klimakurven von Glazial- und Interglazialzeiten sowie der alpinen Vereisung. (Der Name ALBRECHT PENCK's wird im ganzen Buch ohne c geschrieben.)

E. Geinitz.

W. Wenz: Über einen abnormen Löß von Achenheim bei Straßburg und seine Fauna. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 1919.)

Die von SCHUMACHER über die in Rede stehende Lößlagerung aufgestellte Tabelle wird unter Weglassung der archäologischen und prähistorischen Funde wiedergegeben. Wie sich aus der Tabelle ergibt, zeigt die mittlere Abteilung des älteren Lösses eine abnorme Ausbildung: Ein bräunlichgelber, an Kalkschrot reicher Löß, der infolge regellos eingelagerter kleiner Flocken von abweichend gefärbtem Löß ein breccienähnliches Aussehen zeigt und sich durch Riesenformen von *Arianta arbustorum* usw. auszeichnet. Nur ganz besonders günstige Lebensbedingungen, ausreichende Feuchtigkeit und mildes Klima können solche Formen zustande gebracht haben.

Für seine Vermutung, daß die sog. Schrotkörner als Kalkkörperchen von Arioniden anzusprechen seien, werden vom Verf. folgende Gründe ins Feld geführt: 1. Die völlige Übereinstimmung dieser Gebilde in Form, Größe und innerer Struktur mit den lebenden. 2. Die fossilen Kalkkörperchen halten sich in ihrer Größe durchaus in den Rahmen der rezenten Arionidenreste; keines unter diesen vielen Millionen Körnchen geht über eine Größe von 3—4 mm hinaus und niemals sind sie untereinander verbacken. 3. Sie finden sich stets nur in mehr oder minder großer Zahl im landschneckenreichen Löß. 4. Mit diesen Kalkkörperchen zusammen hat Verf. stets auch Limacidenschalen gefunden.

Das Vorkommen von *Arion* deutet auf feuchte Orte in Wäldern und Gebüsch. Der überwiegend größte Teil der Fauna stellt eine Waldfauna dar. Ähnlich wie GEYER bei seinen Untersuchungen des schwäbischen Lösses gefunden hat, sind hier mit und neben den Lößfaunen in aller nächster Nähe andere reichere Molluskenfaunen, die von unseren heutigen nur wenig abweichen. Da wo günstige Bedingungen vorhanden waren, siedelten sie sich auf dem Lößboden an, um mit dem Aufhören dieser Bedingungen wieder zu verschwinden.

F. Haag.

H. Menzel: Über die Konchylienfauna der Schwarzerde in der Gegend von Köthen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 37, II. 310—316.)

16 Arten Süßwasserschnecken, 1 Zweischaler, 12 Landschnecken deuten auf die Bildung der Schwarzerde in wasserbedeckten Senken mit sumpfigen Wiesenrändern; 2 Arten sind erst später nach Trockenlegung eingewandert.

E. Geinitz.

R. Hilbert: Die diluvialen Mollusken von West- und Ostpreußen. (37. Jahresber. Westpreuß. Botan.-Zool. Ver. Danzig. 1915. 380—392.)

Das behandelte Gebiet hat bisher dem Verf. und anderen Autoren, deren Arbeiten angeführt werden, 104 diluviale Molluskenarten, 34 marine und 70 Land- und Süßwassermollusken geliefert, von denen 85 bis zur Art bestimmt werden konnten. Die sicher bestimmten Landschnecken sind solche, die heute bis zu hohen Breiten vordringen (*Helix strigella* im nördlichen Finnland, *Pupa muscorum* in Lappland und im nördlichen Norwegen). Nur *Paludina diluviana* KUNTH ist ausgestorben. Von den 34 marinen Mollusken leben heute nur noch 5 in der angrenzenden Ostsee, während die übrigen Nordsee und Eismeer bewohnen. Von den 70 Land- und Süßwassermollusken finden sich heute noch 52 in unserem Gebiet vor, während 18 jetzt zumeist im hohen Norden von Skandinavien, Finnland, ja Island leben. 2 Arten der behandelten Fauna (*Dreissensia polymorpha* PALL. und *Valvata naticina* МКЕ.) sind zu Ende des Diluviums in dem fraglichen Gebiete ausgestorben und erst vor noch nicht 100 Jahren aufs neue von Osten her eingewandert.

K. Andréé.

C. Gagel: Über altdiluviale Endmoränen in Ostfriesland und Oldenburg. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 39, I. 10—24. 1919.)

In den Gebieten westlich der Weser herrscht tiefe Verwitterung der Sande und Kiese, die helle Farbe der Sande ist bewirkt durch das starke Vorherrschen der Quarzkörner und Milchquarze neben Zurücktreten der nordischen Bestandteile; auch die Grundmoräne, allerdings z. T. sehr sandig, ist tief verwittert. Eine schmale, 8 km lange, N—S streichende Erhebung bei Klein-Horsten—Hohemoor—Marx—Barge im SO des Kreises Wittmund von flachen Kuppen von feingeschichteten Sanden, bedeckt von 2—3,5 m ungeschichteten hellen Sanden unter 0,3—1,2 m ungeschichteten groben Kiesen, werden wegen ihrer Moränestruktur als endmoränenartige Bildung angesehen. Ebenso werden die Dammer Berge (mit großer Ähnlichkeit mit dem Wilseder Berg in der Lüneburger Heide, mit aufgepreßtem Tertiär) als eine sehr mächtige alte Endmoräne bezeichnet. Im Hinterland (östlich) liegt eine durch Erosion stark zerstörte Grundmoränenlandschaft von Flottlehm. Die südliche Fortsetzung bilden die Kalkrieser

Berge, die sich an das langgestreckte Wiehengebirge anlehnen. Wegen der starken Verwitterungserscheinungen und weit nach W vorgeschobenen Lage werden die Endmoränen als altdiluvial, nicht oberdiluvial angesprochen. [Die beiden oldenburgischen Moränen gehören in die Rückzugsphase 2, die friesische zu einer Zwischenstaffel von 2 und 3 ebenso wie Oldenburg und Friesoyte. Ref.]

E. Geinitz.

E. Meyer: Über Staubecken- und Decktonbildung in der weiteren Umgebung von Königsberg i. P. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 37, II. 280—309.)

Die Oberflächenformen des Samlandes zeigen ein sehr jugendliches Aussehen, als hätte die Eisbedeckung hier sehr lange angehalten, dagegen macht sich eine Gliederung der Oberfläche in einzelne ziemlich ebene Höhenstufen bemerkbar, bedingt durch Brandung stehender spätdiluvialer Gewässer. Aus diesen Stufen hebt sich die Endmoräne heraus. Die höchsten Stufen sind die Geschiebelehnebenen in 50—55 m Meereshöhe, hinter der großen Germaner Endmoräne und wohl durch lokalen Anstau der Schmelzwässer bedingt. Sehr deutlich ist eine Einebnungsterrasse in etwa 40 m Höhe im ganzen Samland nachweisbar, zu einem Haffstausee gehörig. Bei den folgenden Stufen von 30 und 22,5 m hat außer der Brandung auch Erosion und Sandabsatz durch fließendes Wasser mitgewirkt. Im Gebiet der beiden Haffs und des Pregels findet sich eine wohlentwickelte 17 m-Stufe mit Beckensand, wohl auch noch diluvial. Dazu gehört auch die vom Haff bis zu 15 m ansteigende Grundmoränenebene; auf ihr fehlen Auswaschungsprodukte, so daß man auch an Bodenfluß auf gefrorenem Untergrund denken kann; die Frage, ob bei Cranz ein Verlandungsmoor vorliegt und ein alluvialer Stau durch eine Barre im Gebiet der Ostsee gebildet war, ist noch näher zu untersuchen. Eine altalluviale Stufe von 5 m mit gröberen Sanden und Dünen bildet den Schluß.

Im Osten ist das Gebiet des Decktones. Er ist abgesetzt im Gebiet zwischen der Samländer und Natangischen Endmoräne, durch Anstau der Schmelzwässer zwischen Eisrand und Natangscher Endmoräne (seine rote Farbe stammt von diluvialer Umlagerung älterer roter Schichten). Auf ihm liegen vielfach feine Deckensande. Beide halten sich an bestimmte Höhenlagen, z. T. bereits in 65 m N.N. Glaziale Bestreuung und Übergang in Geschiebemergel deuten auf die Nähe des Eises; einzelne Aufschlüsse weisen auf Eisdrift, auch totes Eis spielte eine Rolle. In dem Decktongebiet des Ostens sind in verschiedenen Höhen Beckenmarken eingeschnitten, die mit den Samländer verglichen werden. Im ganzen Gebiet von Königsberg ist danach ein spätdiluvialer Wasserstau bemerkbar, der durchgehende Uferlinien in 40, 30, 15 und 5 m Höhe zurückgelassen hat. Auf marinen Anstau sind die Verhältnisse nicht zurückzuführen, eine vertikale Hebung dort also nicht nachweislich.

E. Geinitz.

D. Geyer: Verschollene Quartärmollusken. (Nachrichtenbl. d. Deutsch. Malakozool. Ges. 3. 1918. 81—99.)

GEYER gibt eine Liste von 60 „verschollenen“ Quartärmollusken (unter Vermeidung der Bezeichnung „ausgestorben“), darunter *Helix tonnensis*, *H. canthensis*, *Paludina diluviana*, *Belgrandia germanica*, *B. borussica*, und bespricht dieselbe kritisch. Er meint, daß viele der Arten überhaupt nicht berechtigt sind, andere Spielarten, Rassen, Standortsformen etc. Nur *Acme diluviana* und *Pisidium astartoides* sind noch unaufgeklärte Formen.

E. Geinitz.

K. Keilhack: Bemerkungen zu einigen in den Jahren 1916 und 1917 erschienenen Arbeiten von E. WUNDERLICH, O. JAEKEL und A. PENCK. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 38, I. 223—244.)

Kritik der beiden bereits früher referierten Arbeiten, sowie einer Allgemeinbetrachtung PENCK's.

E. Geinitz.

H. Heß v. Wichdorff: Über Flugsandebenen an der Ostseeküste im nördlichen Ostpreußen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 36, I. 1916. 525—544. Mit Karte u. Profilen.)

Zwischen Memel und Nimmersatt erstreckt sich eine weite Flugsandfläche von der rezenten Strandbildung über die landeinwärts folgende Geschiebemergelplatte. Die Entstehung ist auf die immer mehr sich verbreiternde sandige Uferstrandzone zurückzuführen. Der Sand ist 2,5—8 m mächtig, sein innerer Bau zeigt die allmähliche, durch Ruhezeiten unterbrochene Entstehung durch zwischengelagerte Bänke von trockenem Sand, humosem Sand, Moorerde oder Torf. Beachtung verdient der Grundwasserstand. Die Verschüttung von Wäldern durch die Dünen wird näher beschrieben.

E. Geinitz.

A. Klautzsch: Zur Entstehungsgeschichte der Frischen Nehrung. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 38, I. 177—182. 1918.)

Die Nehrung ist aus zwei sich entgegenkommenden Teilen zusammengesetzt, einem westpreußischen Arm aus der Gegend von Danzig und einem ostpreußischen, an der Küste des Samlandes ansetzend. Morphologisch lassen sich drei dem Alter folgende Dünentypen erkennen und auch geologisch durch die Ausbildung als Braun-, Gelb- und Weißdünen nachweisen.

E. Geinitz.

P. Sonntag: Neue geologische Bilder und Skizzen aus Westpreußen. (Schr. naturf. Ges. Danzig. 14, 4. 1918. 67—87.)

Einige neue Endmoränen der Gegend von Berent werden mitgeteilt (mit Kartenskizze), die Schmelzwasserströme des Schwarzwasser-Sanders und einige neue Oser bei Flatow und Seedorf.

E. Geinitz.

A. Klautzsch: Über geologische Beobachtungen in der Gegend von Wolgast. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 36, II. 534—544.)

Gliederung des Gebietes. Eocän und Stettiner Sand, Obere Kreide, Cenoman und Gault. Diluviale Bildungen: Untere Sande, Endmoräne, Grundmoränengebiet, Talgliederung. Peenetal, Ziesetal, Grämitztal. Das Mündungsgebiet der Peene: Brackwasserbildungen, Verlandungen am Struck, Vegetation der Salzwiesen. Dünenbildungen. Moorige Bildungen.

E. Geinitz.

A. Klautzsch: Die Seen bei Arnswalde. (Abh. preuß. geol. Landesanst. 83. 1917. 12 p. 1 Karte.)

Von Arnswalde zieht sich nach SO eine Seenrinne in flußartig gewundenem Verlauf, mit dem Klücken-, Senzig- und Raduhnsee bis zum Kl. Rackowsee. Die Reihe läßt sich noch weit bis Woldenburg verfolgen, doch hat der Zug jetzt eine Umkehrung des Gefälles. Die Auslotungen sind auf der Karte eingetragen. Die starken Abbiegungen, z. T. als bajonettförmiger Knick erscheinend, zeigen tiefere Auskolkungsstellen. Die Rinne verdankt ihren Ursprung einer Spaltenbildung im Eise, verknüpft mit gelegentlichen Osabsätzen, die Seen selbst stellt Verf. zu den Evorsionsseen. Einer Parallelspalte verdanken die kleinen vertorften Senken, die nahebei eine ähnliche Reihe bilden. — Der stark zuwachsende Stawinsee ist der Rest einer weiten selbständigen Senke. Die Verlandungsvorgänge werden am Schluß erwähnt.

E. Geinitz.

J. Korn: Über Dünenzüge im Torfe des Netzetales bei Czarnikau, ihr Alter und ihre Entstehung durch westliche Winde, nebst Bemerkungen über die alluviale Entwicklung des Netzetales. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 37, II. 147—156. 1917.)

Die erwähnten Dünen bestehen aus WO verlaufenden Strichdünen und NS Bogendünen. Die heute mit Torf erfüllten Tiefungen sind Auswehungsbecken, die an deren östlichem Rande gelegenen Dünen entsprechen ihrem Rauminhalt nach der Größe der ausgewehten Sandmassen (westliche Winde!). Da die Auswehung nur möglich war, wenn das Becken trocken war, muß der Grundwasserspiegel niedriger gelegen haben. Die durch den Nachweis der alluvialen Sande festgestellte, bis zu 12 m Tiefe erfolgte Ausfurchung des Tales war nur möglich, wenn die Erosionsbasis, der Ostseespiegel, entsprechend tiefer lag — *Ancylus*-Zeit. Die Zeit des Ansteigens des Grundwassers und damit der Torfbildung war demnach die *Litorina*-Zeit.

Verf. verallgemeinert diesen Befund auf sämtliche Flußtäler Norddeutschlands und bestätigt damit die gleiche Ansicht des Ref. über die Schwankungen der norddeutschen Seen und Moore (GEINITZ, Die großen Schwankungen der norddeutschen Seen, in Naturwissensch. 28, 1913. 665).

E. Geinitz.

J. Korn: Der Westsporn des Fläming's. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 37, II. 132—139. 1917.)

Es wird eine neue Nachstaffel der Schermen-Buckauer Endmoräne (Niegripper Bogen) und einige Korrekturen bekanntgegeben.

Die Endmoräne ist vorwiegend sandig ausgebildet. Die Gegend ist vollständig entwässert und alle Gehänge haben eine sehr flache Böschung. Dies deutet auf eine sehr lange Denudationszeit seit dem Abschmelzen des Eises. Auf der Endmoräne des Weinberges wurde Löß nachgewiesen, danach wäre die obere Geschiebemergelbank des Profils als Moräne der vorletzten, die untere als die der ältesten Eiszeit aufzufassen.

E. Geinitz.

O. Tietze: Neue geologische Beobachtungen aus der Breslauer Gegend. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 36, I. 498—507. 1916.)

4. Der tiefere Untergrund von Breslau. Auf einer Skizze ist der prädiluviale Untergrund von Breslau gezeichnet, aus Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein und kristallinischem Schiefer bestehend.

5. Über die wiederholte Vereisung Mittelschlesiens: Verf. glaubt an eine zweimalige Vereisung. Wenn auch nur ein Geschiebemergel vorkommt, so finden sich in durchragenden Unteren Sanden Windschliffe, unter dem Löß eine Windschliffzone; ein Profil von Siegroth zeigt unter einer vollkommen entkalkten Grundmoräne gestauchte Geschiebesande und diese wieder unterlagert von einer Blockbank, die einer früheren Vereisung entstamme. Das Liegende sind Sande ohne nordische Gesteine. Der Ingrausdorfer Schneckenmergel würde das entsprechende Interglazial darstellen.

E. Geinitz.

P. Friedrich †: Die Grundwasserverhältnisse der Stadt Lübeck. 183 p. 12 Taf. 25 Abbild. Lübeck 1917. Gebr. Borchers.

Es war dem Verf. vergönnt, noch vor seinem Tode seine reichen Erfahrungen über die Grundwasserverhältnisse Lübecks zusammenzustellen. Die zahlreichen Bohrungen sind örtlich gruppiert, ihre Profile geben klaren Einblick in den Bau der Gegend. In Lübeck sind zwei artesische Horizonte, der untere umfaßt die unteren Diluvialsande und die feinen Glimmersande des Tertiärs, der obere die zwischen die Geschiebemergelbänke eingeschalteten Sande; die Profile unterliegen aber starken örtlichen Schwankungen. — Bewegung, Mengen, chemische Beschaffenheit, Messungen an zwei Tiefbrunnen, Vorkommen von Salzwasser, Mitteilung der tiefsten Bohrungen (darunter vier erfolglose Kalibohrungen) bilden den weiteren Inhalt des Buches.

E. Geinitz.

E. Koch: Der Bahrenfelder See. (Jahrb. Hamburg. wiss. Anst. 25. 1918. Mit 6 Taf.)

Der kleine wannenförmige See hat nur eine Maximaltiefe von 8,5 m. Er ist vermutlich kein Erdfall, vielleicht sogar eine frühere künstliche Aushebung. Die flache Pfanne ist die Fortsetzung einer von der Flottbek durchflossenen Talrinne.

Eine Reihe wertvoller Bohrprofile der Hamburger Gegend ist beigefügt.

E. Geinitz.

L. v. zur Mühlen: Zur Geologie und Hydrologie des Wirzjerw-Sees. (Abhandl. preuß. geol. Landesanst. 83. 1918. 13—92. Taf. 2—6.)

Der livländische Wirzjerw-See ist an eine präglaziale Senke gebunden. Silur und Devon sind der Untergrund. Er hatte zur spätglazialen Zeit eine bedeutendere Ausdehnung; die Seesedimente sind von Torf oder Moor verdeckt. Drumlins sind in seiner nördlichen Umgebung reich entwickelt. Oser seltener. Von Interesse ist weiter die Küstenbeeinflussung durch das Seeis. Dünen finden sich am Ufer. Hydrographie, Untergrund, Inseln und Ufer werden im allgemeinen Teil besprochen. Weiter seine postglaziale Geschichte.

E. Geinitz.

A. Jentzsch: Das Profil der Ufersande in Seen. (Abhandl. preuß. geol. Landesanst. 78. 1918. 124—128.)

Absätze in Seen zeigen im allgemeinen eine von unten nach oben zunehmende Korngröße (vom Kolloid durch Sand zu Geschiebesand). Hierin liegt ein Unterschied gegen die Absätze aus Flüssen. Talsande, die aus Seen gebildet sind, zeigen gewöhnlich über geschiebefreien Sanden im obersten Teile eine reiche Beimischung von Steinen, was sich aus der Scharbildung der Binnenseen erklärt.

E. Geinitz.

E. Wunderlich: Die Oberflächengestaltung Polens. (Aus dem Handbuch von Polen. Berlin 1917. 77—138. Mit Abbild. u. 1 Höhengestaltungskarte.)

Inhalt: Bodenplastik, Flußnetz, ältere und jüngere Formengeschichte. Literaturverzeichnis.

Von Interesse für die Diluvialgeologie sind besonders die letzten Kapitel, sowie das ausführliche Literaturverzeichnis.

In Südpolen war die Eiszeit im wesentlichen eine Akkumulationsperiode. Das vorrückende Eis überschritt die Wasserscheide in einzelnen Zungen, meist den Tälern folgend; auf der Südabdachung fällt der Mangel an nordischem Material auf, im Gegensatz zum Norden. Der Eishochstand

scheint nicht lange gewährt zu haben, daher Ausbildung von Nunatakn und Blockmeeren. Die glazialen Ablagerungen im Süden haben einen gealterten Typ; neben ihnen herrscht der Löß.

Während hier das Diluvium nur eine dünne Decke bildet, ist Nordpolen eine Schöpfung des Inlandeises. Die Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen beträgt mehrfach über 200 m. Während des Eisrückzuges haben die Flüsse das Land zerschnitten, wodurch jetzt die verschiedenen zu unterscheidenden Platten gebildet wurden (s. Karte p. 114). Über die Zahl der Vereisungen ist kein sicherer Anhalt zu erbringen, es ist höchstens die Annahme zulässig, daß eine zweimalige Vereisung den Norden und Mittelpolen betroffen hat, Südpolen aber nur einmal vereist war. Die Südgrenze der „letzten Vereisung“ liegt weit südlich des unteren Weichseltales. Mit ihr steht die Verbreitung des Löß in enger Beziehung. Von N nach S macht sich ein deutliches Ausklingen der Formen glazialer Aufschüttung bemerkbar.

See- und Sollgrenze ist im W getrennt, im Osten zusammenfallend. Die Stillstandslagen sind vielfach sehr markant, eine große Anzahl hintereinander gelegener Endmoränen konnte nachgewiesen werden, z. T. mit den zugehörigen Sandur. Weiter werden die Urstromtäler und Stauseen erwähnt. Binnendünen sind eine charakteristische Erscheinung, sie begleiten die Ostseite der Täler, sind also auf westliche Winde zurückzuführen.

E. Geinitz.

E. Wunderlich: Die Bedeutung der diluvialen Ablagerungen für die Entwicklung des polnischen Flachlandes. (Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1919. 140—153.)

Auf zwei Karten werden Mächtigkeit des Diluviums und das subdiluviale Relief des polnischen Flachlandes dargestellt. Am mächtigsten, 200 (150) m, ist das Diluvium im Gebiet des baltischen Höhenrückens, die Abnahme nach Süden erfolgt nicht gleichmäßig, bis an die untere Weichsel und den unteren Bug liegt Aufschüttung von über 100 m vor, die folgende polnische Niederung, die Zone der großen Täler, hat im Westen weniger mächtiges Diluvium, südlich und östlich dieses Streifens folgt dann wieder stärkere Aufschüttung mit z. T. noch über 100 m, um von da gegen die Grenze des Flachlandes rasch abzunehmen.

Die Karte der subdiluvialen Oberfläche (mit teilweise lückenhaften Unterlagen) ergibt die Unterlage des Diluviums im Bereich des baltischen Höhenzuges sehr hoch (100 m), südlich davon eine Einmündung (z. T. unter N.N.) und erst weiter nach Süden das Ansteigen gegen die Mittelgebirgsschwelle.

Der Vergleich der Karten ergibt, daß die diluviale Vereisung für das heutige Relief ausschlaggebend war, ob tektonische Vorgänge mitspielten, ist noch unsicher; die Hauptmassen des Diluviums finden sich in den Einsenkungen des prädiluvialen Reliefs.

E. Geinitz.

Diluviale Geschiebe.

K. Hucke: Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes. Mit 30 Textabbild. und 37 Taf. Leipzig 1917. 195 p.

Nach einführenden Worten über die Geschiebe und deren Sammeln werden sie nach Formationen besprochen, wobei eine Übersicht über die Formations- und Versteinerungskunde eingeflochten wird. Ein besonderer Wert des Buches liegt in den zahlreichen, meist sehr guten Abbildungen. Hierdurch ist ein lange ausgesprochener Wunsch der vielen Sammler in Norddeutschland erfüllt. Manches Fehlende hätte man noch dazu gewünscht. z. B. mehr Bilder von Kreideversteinerungen. Warum die Orthoceren meistens in umgekehrter Stellung abgebildet sind, ist unverständlich. Praktisch ist das Schlußverzeichnis.

E. Geinitz.

R. Leibert: Erratische Blöcke in Estland. (Beitr. z. Baltischen Naturdenkmalpflege. I. Reval 1914.)

Eine Reihe guter Photographien erläutert die Größe der dortigen Findlinge, auf einer Tabelle werden die besonders großen Wanderblöcke Kurlands zusammengestellt.

E. Geinitz.

J. Korn: Die Ostgrenze der norwegischen Diluvialgeschiebe in Norddeutschland. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 39. I. 25—31. Mit Karte.)

Verf. fand die Ostgrenze der norwegischen Geschiebe viel östlicher als PETERSEN und MILTHERS. Nach seiner Karte scheint die Verbreitung einen von der Elbmündung nach SO bis über Dresden—Züllichau i. d. Mark sich erstreckenden Zipfel zu bilden, wonach es den Eindruck mache, als sei ein norwegischer Gletscher von der Elbbucht nach SO vorgestoßen. (Die Karte verzeichnet nur die Vorkommnisse norwegischer und schonenscher Geschiebe, welche gegenüber den anderen Geschieben stark zurücktreten. Es handelt sich um Rhombenporphyr, 3 Laurvikite, 1 Eläolithsyenit, 1 Glimmersyenit.)

E. Geinitz.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1920

Band/Volume: [1920](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1151-1242](#)