

Diverse Berichte

Geologie.

Petrographie.

Eruptivgesteine.

- Beliankin, D.: Zur Praxis der Universalmethode in der Petrographie. (Festschrift F. J. LOEWINSON-LESSING. 5 p. Petersburg 1915.)
- Beliankin, D.: Über Differentiation des Magmas. (Festschrift F. J. LOEWINSON-LESSING. 20 p. Petersburg 1915.)
- Kurnakow, N. S. und A. Aeknosarow: Über den Einfluß der Abkühlungszeit auf die Härte und Mikrostruktur von Entektgemischen. (Festschrift F. J. LOEWINSON-LESSING. 30 p. Petersburg 1915.)
- Loewinson-Lessing, F.: On the granulites. (Ann. Inst. polytechn. à Pétrograd. 23. 509—514. Petersburg 1915.)
- Einige Gedanken über die Differentiation und über die Natur des Magmas. (Ann. Inst. polytechn. à Pétrograd. 23. 459—475. 1915.)
- Smirnow, N. N.: Untersuchung der Albitisationserscheinungen in Eruptivgesteinen. (292 p. Moskau 1913. Diss. separat und in Verh. der Moskauer Univ. Franz. Résumé in: Arch. Sci. phys. et nat. Genf 1914.)
- Vernadsky, W.: Notizen über die Verteilung der chemischen Elemente in der Erdkruste. VI. (Bull. Ac. Sci. 951—966. Petersburg 1914; VII. Ibid. 1323—1342. 1916.)
- Zemiatschensky, P.: Feldspatitisation der Kalksteine. (Bull. Ac. Sci. 99 ff. Petersburg 1916.)

Sedimentgesteine.

C. E. Munroe: Sandschmelzung durch Abbrennen von Schießbaumwolle. (Am. J. Sci. [4.] 43. 1917. 389—390.)

Beschreibung einiger den Fulguriten (Blitzröhren) ähnlicher Gebilde, die beim Abbrennen feuchter komprimierter Schießbaumwolle [in einer Vorrichtung ähnlich dem zur Prüfung der Brisanz der Sprengmittel gebräuchlichen TRAUZL'schen Block. Ref.] entstehen. Es sind dies hohle gesinterte Sandkörper, die im Inneren des mandelartigen Hohlraums von einer graulich gefärbten Glasur überzogen sind; Wandstärke etwa 1 mm.

W. Eitel.

Randoin: Contribution à l'étude de la silice globulaire représentant l'argile à silex au Sud du Bassin de Paris. (Compt. rend. 172. 1921. 1046/49.)

Eine pulverige Kieselsäureablagerung im Gebiete der Gemeinden Gehée und Boudres (Indre) erweist sich aus Opalsubstanz von kugelige Form bestehend; die einzelnen Körner besitzen 8—12 μ Größe, daneben findet sich Quarz, Glaukonit, etwas Zirkon, Anatas, Muscovit. Hie und da sind Spongiennadeln verstreut. Die Zusammensetzung ist gekennzeichnet durch einen SiO_2 -Gehalt von wesentlich größerem Betrage als sonst in den kieseligen Tonen (argiles à silex) Nordfrankreichs, durch einen sehr kleinen Tonerdegehalt, eine helle Farbe im Gegensatz zu jenen. Die kugeligen Formen rühren von kleinen Kieselorganismen her, die in die kalkigen Sedimente eingelagert waren, wie es auch an anderen Stellen **CAYEUX** beobachtete. Im vorliegenden Falle handelt es sich also um eine an Kieselorganismen extrem reiche Kalkschicht, und es besteht ein naher genetischer Zusammenhang mit den gewöhnlichen Kieseltonen.

W. Eitel.

Kohlen. Erdöl.

Vernadsky, W.: Über einfache Beziehungen einiger Naturgase zu einander, nach **MOUREU**. (Bull. Ac. Sc. 1249—1252. Petersburg 1916.)

Archinow, W. W.: On inclusions of anthrakolite (anthracite) in igneous rocks of Crimea. Moscow 1914. Herausg. Pet. Inst. Lithogaea.

Salzlager.

Kurnakow, N. S. und S. F. Zenzusny: Magnesiaseen der Perekopgruppe. (Bull. Ac. Sci. 137—162. Petersburg 1917.)

O. P. Jenkins: Gefleckte Epsomitseen in Washington und Britisch-Kolumbien. (Am. Journ. of sc. (4.) 46. 1918. 638—644.)

Beschreibung zweier abflußloser Bittersalzseen im Norden von Oroville auf Mt. Kruger, welche eine konzentrierte Lösung von Magnesiumsulfat enthalten, und in denen man eigenartige kreisrunde dunkle Felder bemerkt, welche als seichte Wannen mit konzentrierter Lauge sich kennzeichnen, an deren Grunde kompakte Epsomitmassen auskristallisiert sind. Die Felder zwischen den dunklen Flecken erscheinen oberflächlich weiß durch Ausblühungen von Epsomit, unter denen ein schwarzer Schlamm sich befindet. Der kleinere der Seen liegt auf metamorphen Gesteinen (Dolomiten und Tonen); in seinem Untergrunde und in der Nachbarschaft kommen zahlreiche Erzfunde vor, besonders von Pyrit und Magnetkies, deren Zersetzung

wahrscheinlich Schwefelsäure lieferte, die ihrerseits die Dolomite unter Bildung von Calciumsulfat und Bittersalz zersetzte. In der Tat findet man unter dem Epsomitlager am Seegrunde eine dünne Lage von Gips und etwas Ton. Der Epsomit bildet große farblose Kristalle bis zur Größe von 1 Fuß, die beim Liegen an der Luft sich mit einer weißen Verwitterungsrinde von $MgSO_4 \cdot H_2O$ bedecken. Das Epsomitlager erlangt bis zu 15 Fuß Mächtigkeit. Natriumsulfat und ähnliche Substanzen fehlen dem Vorkommen praktisch vollkommen. Der andere auf kanadischem Gebiete gelegene See zeigt einen deutlichen Saisonwechsel entsprechend den monatlichen, ja selbst den täglichen Temperaturschwankungen. Nahe der Oberfläche findet man ein dünnes Häutchen von Natriumsulfat, sowie etwas Algenwachstum, das in dem anderen See völlig fehlt. Natriumsulfat herrscht in anderen Salzseen der Nachbarschaft entschieden vor. Die eigenartigen kegelförmigen Epsomitmassen, die bis zur Oberfläche reichen und das fleckige Aussehen des Sees veranlassen, erklären sich leicht durch das Aufsteigen und die Kristallisation von Magnesiumsulfatlösungen aus dem unteren Salzlager. Erstaunlich ist die gewaltige Kristallisationskraft der kristallisierenden Epsomitlaugen, werden doch bei rascher Abkühlung konzentrierter Laugen Rohrleitungen und Holzfässer mit dieser auf den Salzplantagen, welche das natürliche Bittersalz verarbeiten, leicht auseinanderpresprenzt.

W. Eitel.

Radioaktivität der Gesteine.

- Bagaschoff, A.: Die Radioaktivität der Transbaikaler Quellen. (Festschrift W. J. VERNADSKY. 29—41. Moskau 1914.)
- Burkser, E.: Über die Bestimmungsmethode der Radioaktivität der Schlamm- und Gesteine. (Verh. Radium-Exped. Akad. Wiss. Petersburg 1916.)
- Kolowrat-Tscherwinsky, L.: Radioaktivitätsbestimmung der Gewässer und der Luft in den Höhlen des Ferganagebietes. (Verh. Radium-Exp. Akad. Wiss. Petersburg 1916.)
- Orlow, J.: Zur Frage der Funde von radioaktiven Substanzen in Schlick- und Goldseifen Sibiriens. (Verh. Radium-Exp. Akad. Wiss. Petersburg 1915.)
- Vernadsky, W.: Über die Notwendigkeit der Untersuchung der radioaktiven Mineralien des Russischen Reiches. (Verh. der Radium-Exped. der Akad. der Wiss. 84 p. Petersburg 1914.)
- Kurzer Bericht über den Gang der Untersuchungen der radioaktiven Fundorte des russischen Reiches. (Bull. Ac. Sci. 1353—1384. Petersburg 1914.)
- Materialien zur Spektroskopie der Erdkruste. I. (Bull. Ac. Sci. 989—1008. Petersburg 1914.)
- Vernadsky, W. und B. Lindener: Materialien zur Spektroskopie der Erdkruste. II. (Bull. Ac. Sci. 27—32, 1 Taf. Petersburg 1915.)

Verwitterung der Gesteine. Bodenkunde.

Tolynow, B. B.: Die sekundären Mineralien der Ortsteine. (Verh. Dokutschaew'schen Bodenkomitès. No. 2. Petersburg 1915.)

Regionale Petrographie.

Finnland.

Eero Mäkinen: Oversikt av de prekambryska bildningarna i Mellersta Österbotten. (Bull. comm. géol. de Finlande. No. 47. 1916. Mit geol. Karte, 25 Fig. im Text und engl. Zusammenfassung.)

Eine geologische Karte (1:800000) und ein Leitlinienkärtchen (1:3200000) gewähren übersichtlichen Einblick in ein Gebiet, dessen Längenerstreckung ungefähr mit der Entfernung Brenner—Semmering vergleichbar ist, und dessen Breite im nördlichen Teile der Ostalpenbreite zwischen Drau und Alpennordrand, im südlichen Teil dem Abstände der Drau von der Brucker Murbeuge entspricht. Die postkalevische Granitmasse um Uleåborg bedeckt für sich schon ein Gebiet, so groß wie Oststeiermark zwischen Mur und Mürz, der niederösterreichischen und ungarischen Landesgrenze und dem Alpensüdrande. Auf diese Größenverhältnisse ist bei der Wertung der Darlegungen MÄKINEN's Bedacht zu nehmen. Die Karten zeigen uns eine Anzahl von Massengesteinsvorkommnissen, wirbelig umflossen von Leitlinien (Streichrichtungen), die durch Schiefererien hindurchsetzen. Die Gliederung dieses durchweg kristallinen Komplexes ist folgende: Als Basis tritt ein präbottnischer Orthogneis auf, das ist ein feinkörniges, granodioritisches Gestein mit Oligoklas, Biotit, etwas Hornblende und Mikroklinperthit, Vorkommen spärlich. Darüber liegt eine bottnische Paraschieferserie mit basischen Intrusiven und Extrusiven, und nun folgt die ungeheure Masse der postbottnischen Kalkkalkalreihe in Tiefengesteinsentwicklung und in batholitischer Form. Darüber folgt die kalevische Serie mit postkalevischem Granit als Abschluß, so daß das Kalevische mit seinem Granit wie eine Wiederholung des Bottnischen mit seinem postbottnischen Granodiorit erscheint. Möglicherweise jatulische Glieder (Quarzite) bilden den Abschluß dieser präcambrischen Folge nach oben hin.

Bottnische Paragesteine. Besonderes Interesse verdient die Reihe der Plagioklasgneise. Das eine Ende der Reihe führt über einen Oligoklas-Quarz-Biotitgneis zu Glimmerschiefern (Quarz-Biotitschiefern), das andere Ende über Oligoklas-Andesin-Hornblende-Quarz-Biotitgneis schließlich zu Feldspatamphiboliten (ROSWAL-Analysen). Kalifeldspat fehlt. Mit Abnahme von Quarz wird der Plagioklas basischer und Hornblende tritt ein für Biotit. In den zu den Biotitschiefern führenden Gliedern wurden Cordierit, Andalusit und Granat gefunden, wogegen die zu den

Amphiboliten führenden Typen Epidot und Titanit aufweisen. Diese dunklen, feinkörnigen, schieferigen Gesteine verraten im Chemismus manchmal nahe Beziehungen zu Plagioklasporphyriten (Analysen p. 26). MÄKINEN deutet sie als Metamorphose nach eruptivem Material, Aschen oder verwitterten Massengesteinen. Im gleichen, wesentlich sedimentären Komplex treten auf: Leptite, das sind feinkörnige Arkoseabkömmlinge, aber mehr noch metamorphe Quarzkeratophyre und Hälleflinten, Quarzite und Kalke. Letztere führen gelegentlich Malakolith oder aber Tremolit. Quarzite und Kalke treten nur untergeordnet auf. Als ziemlich konkordante Einlagerungen jüngerer Datums sind Plagioklasporphyrite (Plagioklas teils noch normal), Uralitporphyrite (mit Pyroxenresten) und cummingtonit-führende Amphibolite (Plagioklas invers) zu erwähnen. — Noch jünger erscheinen die Granit- und Granodioritmassen, welche den Hauptteil der vollständigen kommagmatischen Serie ausmachen, die anscheinend die bottnische Serie kontaktmetamorphosiert hat. Was an näheren Ausführungen über das Hauptgestein, den Granodiorit, gesagt wird, bezieht sich alles auf schieferige und „porphyrtartige“ [Ref. würde sagen porphyroblastische] Typen. Größere Mikrokline, meist Karlsbaderzwillinge, schwimmen als Porphyroblasten in einem Grundgewebe aus Quarz, Oligoklas und Biotit, dem sich auch Hornblende beigesellen kann. Insgesamt überwiegt der Plagioklas den Mikroklin. Echte, ausgesprochene Augengneise sind Sonderfälle der Entwicklung des Gesteinsbildes. Diesen Massen zugeordnet erscheinen Mikroklinperthit-Granite, arm an Glimmer, ebenfalls häufig schieferig bis porphyroblastisch. Pegmatite und Aplite durchbrechen im Verein mit dem angeführten Granit häufig den Granodiorit. Durch Mikroklinquarzdiorite wird der Übergang zu quarzdioritischen, tonalitischen, dioritischen Formen sowie weiterhin zu Gabbros, Diabasen, Hornblenditen und Peridotiten vermittelt. Die basischen Glieder erscheinen oft als Uralitgabbros, Uralitdiabase, Serpentin und sind spärlich verteilt, sowie auch die Diorite. Etwas rätselhafte Typen sind die geologisch auch ganz untergeordneten Epidotsyenite. Sie sind helle, fein bis mittelkörnige, biotitfreie und quarzarme bis -freie Gesteine mit Epidot-Albit als charakteristische Assoziation. Es soll ein normaler Syenit vorgelegen haben, „bei dessen Kristallisation sich aus dem Anorthit, Tremolit, Magnetit, Ilmenit und Wasser Epidot, Titanit, Chlorit und Quarz gebildet haben“. Quarz sei jedoch in Lösung beseitigt worden. Migmatitbildung ist überaus häufig im Gebiet der Granodiorite und Granite, wogegen Adergneisbildung in der Paraschieferserie sehr häufig eintritt. Von den Migmatiten sei besonders erwähnt, daß es gelegentlich zur Bildung von „Gesteinsblendlingen“ zwischen Plagioklasporphyrit und Granodiorit kommt (Bild p. 88).

Die kalevische Sedimentfolge erscheint in mehreren getrennten Gebieten. Nirgends setzen Gänge oder sonstige Intrusiva der postbottnischen Durchbruchgesteine in diese Serie hinein. Daher darf man für jene Gesteine präkalevisches Alter annehmen. Basalkonglomerate, Augengneise aus grobklastischen Sedimenten, Schiefer mit kleinen Feldspatungen, Arkosen,

phyllitische Glimmerschiefer, Quarzite sind Aufarbeitungsprodukte der bottnischen Unterlage. Die Glimmergneise des Küminkigebietes, Quarz-Biotit-Oligoklasgneise mit Übergängen in Glimmerschiefer, scheinen den Schiefergneisen des niederösterreichischen Waldviertels vergleichbar zu sein. Unter den Glimmerschiefern sind solche mit Biotitporphyroblasten und schöner helizitischer Struktur. Über Kalkglimmerschiefer (Muscovit, Biotit, Carbonate, Quarz) gibt es Übergänge zu reinem Dolomit, und zu Dolomiten mit Tremolit, Feldspat- und Quarzführung, örtlich auch in Strahlsteinfels. Eingelagerte Amphibolite mit 70—90 % Hornblende besitzen Labrador als Plagioklas. Im Norden, um Torneå, erscheinen wieder Gabbros und Diabase, meist uralitisiert.

Die zentrale, postkalevische Granitmasse enthält hypidiomorph-körnigen Granitit mit viel Mikroklin, die Ausscheidungsfolge ist mühelos zu konstatieren. Nur kleine Partien sind schieferig oder „porphyrisch“ (Mikroklin als Porphyroblast?) ausgebildet. Ihm zugeordnet treten Pegmatite auf.

Eine vergleichende Übersichtstabelle zeigt die nahen Beziehungen zum schwedischen Skelleftea-Gebiet und zu Südfinnland.

Sehr viel Aussicht hätte wohl auch ein Vergleich mit dem niederösterreichischen Waldviertel und mit gewissen Teilen der Ostalpen.

Angel.

W. Wilkmann: Om en prekalevisk Kvartsitformation i norra Delen af Kuopio Socken. (Bull. comm. géol. de Finlande. No. 49. 1916.)

Im Kirchspiel Kuopio liegt Präcambrium, sonst von jüngeren Ablagerungen bedeckt, frei. Man kann eine ältere und jüngere Serie unterscheiden, zwischen welche sich die „Quarzitformation“ einschiebt. Die ältere Serie, im Süden gelegen, ist vergleichbar den postbottnischen Massengesteinen der Österbotten. Auch hier hat ein porphyroblastisch ausgebildeter Granit oder Gneisgranit mit reichlichem Plagioklas die Vorhand. Darüber liegt eine steilstehende Sedimentserie, mit Augengneis (wohl sedimentärer Herkunft?) beginnend und über Glimmerschiefer zu reinem grauen, 80 m mächtigen Quarzit führend (94,5 % SiO₂). Hangend folgen Glimmerschiefer, mit Hornblendeschiefer wechsellagernd, mächtige Massen von teilweise schieferigen, metamorphen Hornblendegabbro. In diese ganze Serie dringt von W her eine Granit- und Granodioritmasse jüngeren Alters, mit bedeutender migmatischer Entwicklung. Die Schieferserie löst sich in Form von gegen W gerichteten Zungen im Granitbrei auf. Das Kärtchen 1:60000 gibt eine ausgezeichnete Übersicht der Verbandsverhältnisse. Die jüngere Serie dürfte demnach als jedenfalls postbottnisch, wahrscheinlich kalevisch oder postkalevisch anzusprechen sein. Der Quarzit selbst als präkalevisch.

Angel.

Pentti Eskola: Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvi-traktens metamorfa bergarter. (Bull. comm. géol. de Finlande. No. 43. 1915. Mit 5 Fig. im Text. und mit engl. Zusammenfassung.)

Verf. folgt den von GOLDSCHMIDT und NIGGLI eingeschlagenen Wegen, und benützt als Grundlage seine Arbeit: On the petrology of the Orijärvi Region (obiges Bulletin No. 40. 1914). Er verlangt auch für die metamorphen Gesteine eine Ausscheidungsfolge. Die inverse Zonenfolge in Plagioklasen solcher Gesteine scheint ihm dafür ein Beweis zu sein und auf ein allgemeines Gesetz hinzudeuten: „Die Ausscheidungsfolge der Metamorpha ist jener der entsprechenden primären Gesteine entgegengesetzt.“ An der Hand eines VAN'T HOFF'schen Schemas der Bildung der ozeanischen Salzlagerstätten wird dargetan, daß unter bestimmten quantitativen und qualitativen Voraussetzungen bei primärer Kristallisation aus einer Lösung und bei Rekristallisation, d. h. bei sekundärer Wassereinwirkung auf primäre Bildungen, dieselben Endprodukte auftreten. Die bezüglichen Kristallisationsbahnen laufen einander entgegen. Dasselbe Verhältnis bestünde zwischen Magmenverfestigung und der Rekristallisation der Metamorpha. Das zitierte Schema bezieht sich auf Kristallisationen bei isothermer Einengung und ist daher in bezug auf Gesteine nicht allgemein verwendbar. Immerhin aber dürfen eine große Zahl von Fällen als Gleichgewichte betrachtet werden, und eine andere bedeutende Anzahl läßt die Instabilität ihrer Mineralgesellschaften erkennen. So z. B. kommt bei Träskböle (Pernjö) ein Paragestein vor, in welchem größere Sillimanite von einer Cordieritzone umgeben sind, wenn sie an Anthophyllit grenzen. Cordierit wird als Reaktionsprodukt zwischen Anthophyllit und Sillimanit angesehen, die nicht koexistieren könnten, und letzterer als ein „umgürtetes Relikt“ dargestellt.

Das BECKE-GRUBENMANN'sche System der Tiefenstufen enthält nach ESKOLA Nachteile, die er durch sein Faziesystem ausmerzen will. Z. B. sei die Basis für die Zuteilung gewisser typomorpher Mineralien an bestimmte Tiefen zu hypothetisch; die Anwendbarkeit einzig auf regionalmetamorphe Gesteine sei eine unnötige Beengung, weil es zwischen Kontakt- und Regionalmetamorphose keine unbedingte Scheidung gebe. Endlich seien weder Druck- noch Temperaturzunahme direkt proportional mit der Tiefe. [BECKE hat an eine solche Starrheit des Systems wohl nie gedacht. Ref.] Als „metamorphe Fazies“ bezeichnet ESKOLA Rekristallisationen unter gleichen physikalischen Bedingungen ohne Rücksicht auf die Bauschzusammensetzung. Sie enthalten Mineralien mit ganz bestimmten, für die Fazies charakteristischen Eigenschaften. In jeder der alten Tiefenstufen erscheinen eine ganze Anzahl der Fazies vereint, und tatsächlich scheidet daher vieles Beengende und Hypothetische aus. Dem Wesen nach ist jedoch die Fazieslehre doch eine Vertiefung und Fortentwicklung der Tiefenstufenlehre, ein moderner Umbau derselben.

Das Material für die nun folgenden Erörterungen sind Reihen von Sedimenten (Kalke, Mergel, Tone, Sandsteine) und Durchbruchsgesteinen

(Pazifische Sippe als Tiefen-, Gang- und Ergußgesteine) im größtenteils metamorphen Zustande.

Der mikroskopische Befund, zahlreiche chemische Gesteins- und Mineralanalysen, sowie ROSIWAŁ'sche Ausmessungen erlauben eine statistische Behandlung des Assoziationsproblems. Wir betrachten zunächst die Gesteine mit SiO_2 -Überschuß. Als Beispiel der viele Worte sparenden tabellarischen Übersichten sei die Tabelle 2 (p. 31) wiedergegeben. Jene

Muscovit.	Andalusit.	Almandin
Biotit	Cordierit.	
	Anthophyllit. (Cumingtonit)	
Hornblende.		
Diopsid. (Hedenbergit)		
Grossular. (Andradit)	Wollastonit.	
Mikroklin.		

Fig. 1. Tabelle 2.

Mineralien, deren Felder aneinander stoßen, bilden die stets zu beobachtenden (stabilen) Assoziationen. (Die bei Iljijärvi beobachtete Gesellschaft: Muscovit-Biotit-Cordierit-Andalusit scheint anomal zu sein.) — Zwecks Durchführung der Klassifikation vom Faziesstandpunkt aus erscheint eine Rückführung der Gesteine auf möglichst wenig Komponenten vorteilhaft. Aus der Analyse werden zunächst die auf Erze, Apatit, Titanit, Ilmenit, Calcit und Albit entfallenden Mengen von Basen herausgezogen. SiO_2 wird ganz ausgeschaltet, ebenso Wasser. Es verbleiben daher zur Darstellung: Al_2O_3 , MgO , CaO , K_2O . — Andererseits berechnet ESKOLA aus den Analysen: Tonerdeüberschuß, wenn $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) : \text{Al}_2\text{O}_3 < 1$, im entgegengesetzten Falle spricht er von Tonerdedefizit. Wenn $\text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) > 1$, so besteht ein gewisser Kalküberschuß (basischer Kalk), bezeichnet mit CaO'' , und wenn $\text{CaO}'' : \text{MgO} > 1 : 3$ (Tremolit), dann entsteht erst allgemein der „Kalküberschuß“, im Gegenfalle Kalkdefizit. Die Kalkdefizitgesteine teilt er in solche mit K_2O -Überschuß (erkenntlich am Auftreten von Biotit, Muscovit, Mikroklin) und in solche mit K_2O -Defizit (enthaltend Anthophyllit, Almandin, Cordierit, Andalusit). Zur Darstellung dienen zwei gleichseitige Dreiecke: Das ACF-Dreieck ($A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, $C = \text{CaO}$, $F = (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})\text{O}$) und das AKF-Dreieck ($A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, $K = \text{K}_2\text{O}$, F bleibt). Aus den Feldern dieser Dreiecke erhält man die Gliederung der Mineralien einer Fazies in stabile Gesellschaften. Immer nur höchstens drei der Mineralien treten nebeneinander auf. Die zahlreichen Analysen wurden einprojiziert und erwiesen die Brauchbarkeit der Methode. (Berechnungen auf Molekularprozente, Summe der Dreieckskoordinaten = 100.) Auf dieser Grundlage läßt sich folgende Systematik geben:

I. Gruppe. Al_2O_3 -Defizit.

1. Mit Ca O-Überschuß. Leitminerale: Wollastonit, Diopsid, Grossular(Andradit), Anorthit, Tremolit, Hornblende. — Gesteine: Kalke, Kalksandsteine, Diopsidgneis, Diopsidamphibolit, Gabbro, Basalt, Skarne.
2. Mit K_2O -Überschuß. Leitminerale: Hornblende, Anorthit, Biotit, Muscovit (Sericit). — Gesteine: Pazifische Sippenangehörige, Glimmerschiefer, Quarzite, Leptite und einige Gesteine zweifelhafter Herkunft.

II. Gruppe. Ca O und K_2O -Defizit.

1. Mit Al_2O_3 -Überschuß. Leitminerale: Andalusit, Cordierit, Muscovit, Biotit, Anorthit, Anthophyllit (Cummingtonit). — Gesteine: Cordieritgneis, -leptit; Cordieritanthophyllitgneis-fels; Cummingtonit-Amphibolit.
2. Mit Al_2O_3 -Mangel. Leitminerale: Anthophyllit, Hornblende, Biotit, Plagioklas. — Gesteine: Amphibolite, Cummingtonitamphibolite.

Welche von den Leitmineralien zusammenzutreten, kann aus den Dreiecksprojektionen ersehen werden. Für die Gesteine mit SiO_2 -Mangel kann eine solche Behandlung noch nicht allgemein durchgeführt werden, doch ist eine fallweise Parallelisierung von ESKOLA durchgeführt worden.

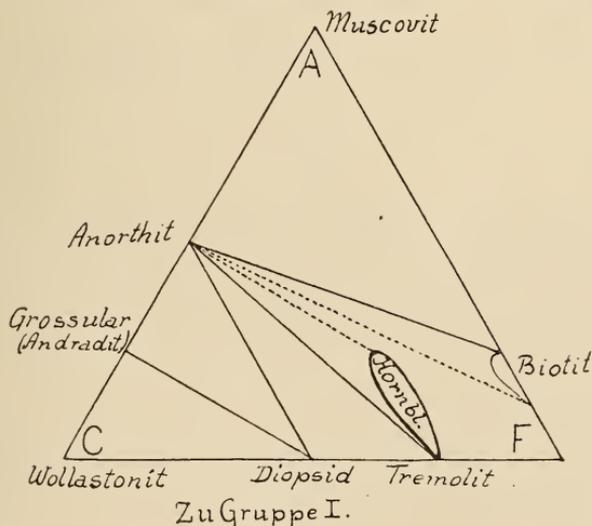
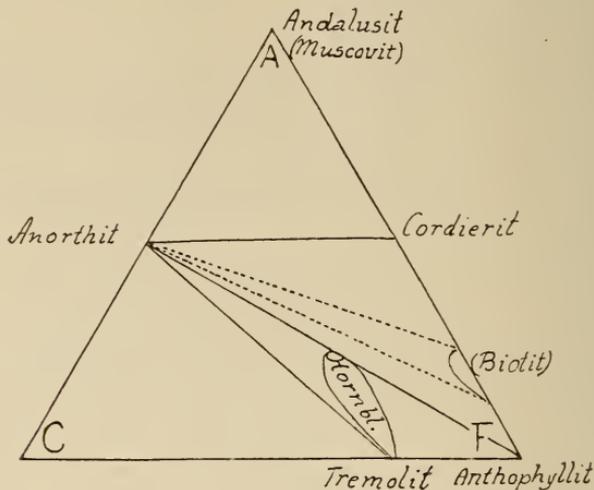


Fig. 2.

Nun wird auch noch versucht, die Beziehungen zwischen den Mineralien Kalifeldspat, Andalusit, Muscovit, Cordierit, Biotit, Quarz, Anthophyllit der Phasenregel entsprechend und als Sechskomponentensystem aufgefaßt, zu deuten. Es ergeben sich fünf mögliche Assoziationen mit der maximalen Phasenzahl vier, wovon nur eine: Cordierit, Anthophyllit, Biotit, Quarz

im Orijärvigebiet anzutreffen ist. Im Christianiagebiet kommt Kalifeldspat neben Cordierit vor, hier dagegen nicht. Der Unterschied wird mit der höheren Umsetzungstemperatur im Christianiagebiet begründet. Das Eintreten von Anorthit in die obige Gesellschaft verursacht weitere Zunahme der Mannigfaltigkeit durch Hinzutreten von Tremolit. Auf die zahlreichen, wertvollen Einzelbeobachtungen kann hier nur hingewiesen werden (p. 138 ff.).

Dagegen sei ESKOLA's Darstellung des Verhaltens der Amphibole als Produkte der Umwandlung von Pyroxenen noch kurz erörtert: die Horn-



Zu Gruppe II.

Fig. 8.

blendebildung sei nicht durch das Volumsgesetz bestimmt. Die Volumsverkleinerung bei Umwandlung eines Diabases etwa in einen Amphibolit sei dem Granat, bezw. dem Zoisit zu verdanken, nicht der Hornblende. Nach den auf p. 144 angeführten Daten besteht im spezifischen Volum beider Mineralien überhaupt kein besonderer Unterschied. Empirisch ergibt sich nach ESKOLA, daß bei niederem Druck Hornblende gegen Pyroxen metastabil ist, unter hohem Druck ist es umgekehrt. Doch sind anscheinend diese Hornblendens nicht identisch, da die ersteren wasserfrei, die letzteren wasserhaltig zu sein scheinen. Bei mäßigen Temperaturen könnte also die Amphibolitisierung mit Volumsvergrößerung oder mit Volumabnahme verbunden sein.

Angel.

Deutsches Reich.

Beliankin, D. und S. Tomkeïew: Über den Mineralbestand des Syenits aus dem Plauenschen Grund bei Dresden. (Festschrift F. J. LOEWINSON-LESSING. 9 p. Petersburg 1915.)

H. Braun: Der Buchberg bei Klein-Iser und seine Beziehungen zum böhmischen Mittelgebirge. (Lotos. 65. 1—22. 5 Fig. 1917.)

Der Biotitgranit des Isergebirges wurde an mehreren Stellen von basaltischem Magma durchbrochen, welches sich zu Kegeln auftürmte. Zu diesen gehört auch der an der Vereinigungsstelle der großen und kleinen Iser sich erhebende Buchberg, welcher mit 1005 m den höchsten Basaltkegel Mitteleuropas darstellt. Das Gestein ist dicht und schwarz, durch größere Olivineinsprenglinge schwach porphyrisch. Es ist reich an Olivinknollen und fremden Gesteinseinschlüssen. Die das Gestein zusammensetzenden Gemengteile sind, nach der Menge ihres Vorkommens geordnet: Augit, Olivin, Rhönit, Magnetit, Plagioklas, Nephelin und Carbonate.

Der kurzsäulige, mitunter tafelförmige Augit zeigt die Formen (110), (100), (010), (001), ($\bar{1}11$) und die gewöhnliche Zwillingbildung nach (100) sowie Penetrationszwillinge nach (101) und (102). Die häufig auftretende Sanduhrstruktur beruht auf der verschiedenen chemischen Zusammensetzung der von den einzelnen Flächen ausgehenden Anwachskegel. Beobachtungen zeigen auch, daß die Auslöschungsschiefe c : c bei zunehmender Beimischung des Titans ebenfalls höhere Werte erlangt. Als Einschlüsse werden Magnetit und Rutilnadelchen bemerkt. Die letzteren scheinen bei der Umwandlung des Augits aus dem Titan entstanden zu sein. Interessant ist die Umwandlung des Augits in Rhönit, Körner oder kleine Säulen, die manchmal charakteristische Orientierung aufweisen. — Der Olivin bildet meist idiomorphe Kristalle mit den Flächen (100), (010), (021) resp. (121), (011) und (111). Zwillinge nach (031) sind äußerst selten. Der Olivin ist farblos oder hellgrün und zeigt Umwandlungerscheinungen in Serpentin, Magnesium- oder Eisencarbonat und Talk. — Der als primärer Gemengteil auftretende Rhönit ist tafelförmig, kurz säulenförmig und mikrolithisch ausgebildet. Am häufigsten treten die Flächen (010), (111), ($\bar{1}11$) und ($\bar{1}31$) auf. Er ist dunkelbraun bis schwarz mit deutlichem Pleochroismus braun—grün und ist reich an Einschlüssen, oft siebartig durchlöchert. — Das Gestein ist auch reich an Magnetit sowohl als Einschlüsse in andern Mineralien als auch in der Grundmasse. Mit der Phosphorsalzperle ließ sich ein Titangehalt nachweisen. — Der Plagioklas ist basisch und entspricht einem ziemlich sauren Labrador. Tafelförmig nach (010) läßt er gern Zwillingbildung nach dem Albit-, seltener solche nach dem Periklingesetz erkennen. Unverzwilligte Individuen gehören zu den Seltenheiten. — Der Nachweis des Nephelin war ziemlich schwierig. Es gelang, ihn optisch und mikrochemisch zu bestimmen. — An Carbonaten sind Kalkspat, Magnesit und Dolomit zu nennen.

Als Einschlüsse im Basalt finden sich hauptsächlich aus Olivin und Bronzit bestehende Olivinbomben. Die Analyse des reinen Olivin setzte sich zusammen aus: SiO₂ 40,09, MgO 43,86, FeO 11,14, Fe₂O₃ 5,52 CaO 0,09, MnO Spur, NiO Spur. Es ergab dies eine prozentuale Zusammensetzung der Mischung 5 : 1 mit SiO₂ 39,81, MgO 44,37 und FeO 15,82, so daß der vorliegende Olivin ziemlich genau der Mischung 5 Mg₂SiO₄ ,

$1 \text{ Fe}_2\text{SiO}_4$ entspricht. — Außer diesen Olivinbomben führt der Basalt noch Einschlüsse, deren Zusammensetzung auf ein granitisches Magma schließen läßt. Das Aussehen der Stücke läßt darauf schließen, daß sie stark durch Kontaktmetamorphose und Dynamometamorphose umgeändert worden sind.

Zur chemischen Untersuchung des Gesteins wurden folgende zwei Analysen angefertigt: I. SiO_2 40,30, TiO_2 2,75, P_2O_5 0,36, Al_2O_3 14,08, Fe_2O_3 5,71, FeO 8,77, CaO 11,71, MgO 10,97, K_2O 1,43, Na_2O 3,30, H_2O (Glühverl.) 0,43, H_2O (zwischen 120° und 140°) 0,55; Summe 100,36. II. SiO_2 40,06, TiO_2 2,3, $\text{P}_2\text{O}_5 + \text{Al}_2\text{O}_3$ 14,33, Fe_2O_3 15,11, CaO 11,96, MgO 10,64.

Die Umrechnung auf die OSANN'schen Zahlen ergab für Analyse I folgende Werte: $s = 44,61$, $A = 4,34$, $C = 4,41$, $F = 37,89$, $n = 7,79$, $a = 1,86$, $c = 1,89$, $f = 16,25$. Die Dreiecksprojektion lehrt, daß das Gestein vom Buchberge ein Nephelinbasalt mit naher Verwandtschaft zu den Limburgiten ist und wohl am treffendsten die Bezeichnung limburgitischer Nephelinbasalt erhält.

Ein Vergleich mit den Basaltvorkommen des böhmischen Mittelgebirges läßt erkennen, daß das F der letzteren im allgemeinen etwas niedriger ist, da die meisten wohl typische Nephelin- und Leucitbasalte resp. -basanite und -tephrite sind, während das Gestein vom Buchberg große Hinneigung zu den Limburgiten aufweist. Im Gegensatz zu den Mittelgebirgsvorkommen fehlt hier dem Nephelin jede idiomorphe Ausbildung. Ebenso fehlt unserem Gestein die fast in allen Mittelgebirgsbasalten vorkommende Hornblende und der Biotit sowie die Umwandlung des Olivins in Iddingsit. Doch ist das reichliche Vorkommen des Augits in der Grundmasse eine der vielen gemeinsamen Merkmale des Gesteines vom Buchberg und der Mittelgebirgsbasalte, so daß derselbe der Alkaliprovinz Böhmens zugerechnet werden muß. Die Verfasserin unterscheidet südlich vom eigentlichen böhmischen Mittelgebirge das „Gebiet der zerstreuten Basaltkegel“, das im Norden bis an die böhmischen Randgebirge, im Süden bis an die Elbe reicht und im Osten im Buchberg bei Klein-Iser seinen Abschluß findet.

Belowsky.

Österreich-Ungarn.

F. Kretschmer: Die erzführende Diabas- und Schalsteinzone Sternberg-Bennisch. (Archiv f. Lagerstättenforschung. 24. 1 Karte. 1 Blatt Profilkarten. 14 Fig. 198 p. 1917.)

Die Eruptivgesteine und die Tuffe der hier behandelten paläovulkanischen Gesteinszone treten nach Art von Reihenvulkanen in einer Länge von 42 km auf, während die Breite von 200 m bis 2,5 km schwankt. Die Reihe, dessen allgemeines Streichen SW—NO (genau $8^h 10^s$) verläuft, beginnt bei Sternberg in Mähren und streicht über viele Bergbauorte nach Bärn, Bennisch und Seitendorf, um schließlich bei Lichten

zu endigen; sie sitzt jener gewaltigen Grauwacken-Sandsteinzone auf, die sich zwischen Sternberg und Bennisch sowie nördlich davon ausbreitet, und stellt ein Faltengebirge dar, das dann noch in Gebirgsschollen zerlegt wurde, welche gegeneinander verschoben wurden. Die Eruptivgesteine sind den Gebirgsgliedern des Mitteldevons eingeschaltet und demzufolge gleichalterig. Die Faltung betraf das Mittel- und Oberdevon, als auch die gleichsinnig mitgefalteten Grauwacken.

Der I. der vier Teile umfaßt die petrographischen und stratigraphischen Verhältnisse und die Altersgliederung. Das wichtigste Gestein dieser Zone bildet der Diabas und seine Abspaltungen und deren Tuffe. Er findet sich als körniger Augitdiabas mit schönen regelmäßigen sechseckig-prismatischen Absonderungsformen, als gras- bis graugrüner Diabasporphyr mit einer Grundmasse von Quarz- und Albitkörnern, in der viel Chlorit, weniger Glimmer, Calcit, Titanit und Magnetit enthalten sind, als Spilit bzw. Spilitmandelstein und Spilitmandelstein-Breccie. Die Schalsteine (Diabastuffe und Tuffoide) sind graugrüne bis gelblich-graue feinkörnige Gesteine, zuweilen konglomeratisch und breccienhaft entwickelt, überwiegend wohl geschichtet und dickschieferig. Sie lassen sich auf Grund mikroskopischer und chemischer Untersuchungen in drei Gruppen einteilen: 1. Diabastuffe gemischt mit Kalksediment; 2. Diabastuffe gemischt mit Tonschiefersediment und 3. Diabastuffe gemischt mit Kalk- und Tonschiefersediment und mit Bruchstücken von Spilitmandelstein. — An der Oberkante des Schalsteins finden sich in beschränkter Verbreitung und Mächtigkeit Kalksteine, die als Encriniten- und Korallenkalke zu bezeichnen sind; ein weiterer Teil ergibt sich infolge der Goniatitenführung als Goniatitenkalke. Die Encriniten weisen auf gleiches Alter hin, womit auch der Hauptschalstein Nassaus und jener des Fichtelgebirges gleichalterig ist und die dort überall das mittlere Mitteldevon repräsentieren. — In demselben stratigraphischen Horizont und in inniger Beziehung mit den Kalken stehen die Eisenerze, die durch Metasomatose aus den Kalksteinlagern hervorgegangen sind. Auch sie gehören dem mittleren Mitteldevon an und sind mit der Crinoidenzone der Stringocephalenschichten in der Eifel gleichalterig. Nach Maßgabe ihres mineralischen Lagerstätteninhaltes lassen sie sich in 3 Typen einteilen: 1. Reine Magnetitlager mit Kalk oder Quarz und auch Thuringit als Grundmasse, vielfach mit Hämatit und Kieseisenerz verwachsen; 2. Lagerstätten der basischen Eisensilikate: Viridit, Thuringit und Makensit; 3. eine untergeordnetere Rolle spielen die Moravilager, die aus der diabasischen Kontaktmetamorphose hervorgegangen sind und nur auf wenige Vorkommen beschränkt sind. Die vierte Gesteinsgruppe bilden die mitteldevonischen Tonschiefer, die z. T. als Tentaculitenschiefer ausgebildet sind. Es sind mehr oder weniger metamorphisch beeinflusste Tonschiefer, die aus einem Gemenge von Quarzkörnern, Glimmerschuppen, etwas Chlorit und zahlreichen Rutilnadeln bestehen. Sie enthalten öfter Einschlüsse von Thuringit und Limonit und haben ihre stratigraphische Stellung an der Oberfläche der mitteldevonischen Kalke und Eisenerze.

Sie bilden das wichtigste Leitgestein, als an ihren Kontakt mit den Schalsteinen bauwürdige Eisenerzlager gebunden sind. — Als älteres Oberdevon werden Tonschiefer begriffen, deren Niveau z. T. Kalksteine, z. T. Dachschiefer angehören und Trümer und Lagen flaseriger Grauwacke enthält und die im Hangenden des mitteldevonischen Tonschiefers liegen und zu oberst mit mächtigen Sandsteinen und Grauwacken in Wechsellagerung stehen. Sie sind dickschieferig, aber dann sehr dünn spaltend, dachschieferähnlich mit hohem Seiden- und Atlasglanz. Sie finden sich im Kalkgraben zu Rietsch, im Poppenried und innerhalb der hercynischen Gebirgsscholle in der Oberau bei Sternberg. Einen besonderen Typus des älteren Oberdevon repräsentieren die Kieselschiefer, die südwestlich der Seitendorfer Kirche als Alaunschiefer anzusprechen sind, und die aus der Diabaskontaktzone stammenden adinolähnlichen Kontaktschiefer. Die oberdevonischen Kalksteine erscheinen vom Alter des nassauischen Kramenzelkalkes und sind oberdevonischen Tonschiefern vom Alter der Cyprinidschiefer eingeschaltet. Verbindet man ihre Aufschlüsse, so findet man, daß sie auf einem mehr oder weniger zusammenhängenden Kalksteinzuge liegen, welcher in einer Länge von 1050 m inmitten mächtiger Grauwacken konkordant eingelagert ist. Sie gleichen sich genau und sind sicher, ebenso wie die umschließenden Grauwacken, oberdevonisch. In dem oberdevonischen Schiefergebiet des Kalkgrabens nordöstlich Rietsch begegnen wir noch drei erzführenden Schalsteininseln. Die Erze sind Thuringite und deren Verwitterungsprodukte limonitischer Natur. Diese Schalsteine tauchen aus ihrer jüngeren Umgebung hervor und bilden inselförmige Aufragungen in den herrschenden Tonschiefern des älteren Oberdevons. — Im jüngeren Oberdevon spielen Grauwackensandsteine eine dominierende Rolle; es überwiegen körnige und flaserige Grauwackensandsteine, doch sind davon noch, wenn auch mehr untergeordnet, Quarzkonglomerate und glimmerige Grauwackensandsteine zu unterscheiden. Da und dort findet man als Seltenheit auch einen Arkosesandstein von granitähnlichem Aussehen mit Quarz und Muscovit sowie kaolinisiertem Feldspat und häufiger normale Tonschiefer, die nichts Bemerkenswertes darbieten, ohne Spuren von Fältelung oder Quetschung. —

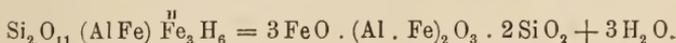
Der II. Teil der Arbeit bildet einen Beitrag zur Kenntnis devonischer Vulkangebiete. Er behandelt die tektonischen Verhältnisse der Diabas- und Schalsteinzone Sternberg-Bennisch und seiner Erzlagerstätten. Was das Diabas- und Schalsteingebiet nordwestlich von Sternberg betrifft, so stellen sich die Spilitite und Spilitmandelsteine als nebeneinander gelagerte Sattelfalten dar, welche stets von einer sedimentogenen Hülle von Gesteinen der explosiven paläovulkanischen Tätigkeit umgeben sind; darüber folgen überall mächtige Schalsteine. Die Diabase und Porphyrite sind als Schlote und Spaltenausfüllungen vertreten. Die devonischen Tonschiefer und Grauwackensandsteine bilden ein System paralleler von SW nach NO gestreckter isoklinaler Sattelfalten mit dazwischen eingeklemmten Mulden, mit deren

Zusammenschub eine Aufschiebung des Mitteldevons auf die Grauwacke als jüngstes Oberdevon verbunden war; die Eisenerzlager und Tonschiefer erscheinen darin als gesetzmäßig angeordnete Streifen, beiderseits der zu oberst lagernden Grauwacke, und als schmale und angenähert parallele Züge.

Dicht nordwestlich von Sternberg beginnen nun in der Diabas- und Schalsteinzone die Eisenerzlagerzüge, die im einzelnen aufgeführt werden, beginnend mit den am tiefsten Liegenden dicht östlich bei Rietsch und fortschreitend bis zum Hangenden östlich Wächtersdorf. Es sind dies die Eisenerze der vier Hauptsattelfalten. Sie bestehen aus Magneteisenerz, Roteisenerz, Brauneisenerz, Thuringit und anderen Eisenoxydsilikaten. Das Neulager I im Südwestfelde des Levinstollens besteht hauptsächlich aus einem bisher unbekanntem basischen Silikat des dreiwertigen Eisens mit 2 Äquiv. Konst. Wasser, arm an Al_2O_3 und FeO . Seine theoretische Zusammensetzung berechnet sich folgendermaßen: Kieselsäure 24,38%, Eisenoxyd 65,82% und Wasser 12,80% = 100,00%, was der empirischen Formel $\text{SiO}_7\text{Fe}_2\text{H}_4 = \text{SiO}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ entsprechen würde. Das Mineral wurde zu Ehren des sieggekrönten Feldherrn Makensit genannt. Dieses wasserhaltige Eisenoxydsilikat Makensit bildet mit dem wasserhaltigen Alumoeisenoxydulsilikat, dem Thuringit, eine kontinuierliche Mischungsreihe in wechselndem Gemenge. Die Struktur des Makensitlagers ist vorwiegend massig, zuweilen schieferig, die Textur des Erzes feinschuppig und häufig mit Harnischen bedeckt. Untergeordnete Erzvorkommen bilden die Helene-, Mathias- und Sidoniazeche im Kaminkawalde bei Babitz und die Diabasporphyritleger bei Levin. Es folgen dann die Erzlager in den herzynischen Wandel- und Schalsteinsätteln am Weinberg, in der Oberau und den „großen Bergen“. Das zu diesem Zuge gehörige Juliana-Prokoplager besteht in 34 m Teufe aus einem milden, lauch- und berggrünen feinschuppigen Eisenoxydulsilikat von folgender Zusammensetzung:

	I.	II.	III.
Kieselsäure	22,62	24,89	24,45
Tonerde	4,37	4,81	18,45
Eisenoxyd	10,34	9,24	9,41
Eisenoxydul	48,17	46,81	30,27
Manganoxydul	1,01	n. best.	n. best.
Kalkerde	0,92	—	—
Magnesia	0,17	—	—
Schwefel	0,43	—	—
Phosphorsäure	0,39	—	—
Glühverl. ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$)	11,68	11,00	10,00
	<u>100,10</u>	<u>96,75</u>	<u>92,58</u>

Diese Analysen entsprechen der empirischen Formel:



Die theoretische Zusammensetzung wurde als Endglied der hydratischen. Eisenoxydulsilikatreihe folgendermaßen berechnet:

Kieselsäure 24,39, Eisenoxydul 63,99, Wasser 11,62 = 100,00 %.

Daraus ergibt sich die Formel: $\text{Si}_2\text{O}_{12}\overset{\text{II}}{\text{Fe}}_4\text{H}_6 = 4\text{FeO} \cdot 2\text{SiO}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$
Es ist dies ein neues basisches Halbsilikat des zweiwertigen Eisens mit 3 Äquivalenten Wasser. Verf. schlägt dafür den Namen Viridit vor.

Eine weitere Besprechung erfahren sodann folgende Erzvorkommen: Große Diabasporphyrit- und Schalsteinkuppel Schloßberg-Eceehomo-Lippein; der erzeiche Schalsteinkörper zu Deutsch-Lodenitz; die Mandel- und Schalsteininsel des Fistenbaches bei Andersdorf; die Mandel- und Schalsteinzone bei Bärn und Brockersdorf; die Schalsteine bei Christdorf; der Mandel- und Schalsteinzug bei Rautenberg und bei Spachendorf-Raase; der lange Schalsteinzug südlich Bennisch; die Schalsteinfalten bei Seitendorf. Bei Bennisch findet sich 300 m im Liegenden des Schalsteinzuges ein Vorkommen von silberhaltigem Bleiglanz nebst Zinkblende, das von mächtigen Schwerspatlagern begleitet wird. Schon im 16. Jahrhundert wurde dort ein lebhafter Bergbau auf Silber und Blei betrieben. Das reiche Erzmittel von Zinkblende hat die Zusammensetzung: Zink 43,98, Blei 11,58, Eisen 4,50, Schwefel 25,85, Bariumsulfat 8,63 %.

Was die Entstehung der Erzlager anlangt, so ist aus allen morphologischen, physikalischen und chemischen Verhältnissen zu schließen, daß diese epigenetischer Entstehung sind. Es erfolgte eine Austreibung des Kalkes und allmähliches Nachrücken von Eisencarbonat, das sofort durch Einwirkung infiltrierter Kieselsäure (Thermalquellen) zersetzt und in die Eisensilikate übergeführt wurde; das Eisencarbonat wurde zu Magnetiteseinerz höher oxydiert und oktaedrisch kristallisiert. Die Thermalquellen sind im Gefolge der Diabaseruptionen aufgetreten, in der Periode intensiver paläovulkanischer Thermaltätigkeit. —

Der III. Teil der Arbeit behandelt die Dislokationen und alle jene Störungen, welche der Faltung nachgefolgt sind. Es werden die mannigfaltigen Verwerfungen der Schichten innerhalb der mitteldevonischen Gesteinszone Sternberg-Bennisch näher beleuchtet. Es sind besonders die eruptiven Bildungen sowie die zunächst angrenzenden sedimentären Schichten derartig von Störungen betroffen worden, daß dieselben zu Längs- und Querschollen zerschnitten sind. Diese Störungslinien sind hauptsächlich Überschiebungen, streichende oder Längsverwerfungen (Sprünge), Querverwerfungen und endlich steilgeneigte und schwebende Blattverschiebungen. Dieselben werden an einzelnen Beispielen besprochen und ihr Zusammenhang sowie die geotektonische Linie der altpaläozoischen Vulkankuppeln festgestellt. Die Hauptfaltung, welche durch hercynischen Tangentialschub ausgelöst wurde, begann nach der Ablagerung der Devonformation und erfolgte hauptsächlich in der Zeit zwischen dem jüngsten Oberdevon und dem Culm. Nach dieser Zeit folgten die mannigfachen Quer- und Längsprünge, doch so, daß der größte Teil aller dieser Massen-

bewegungen in die präculmische Zeit fällt, d. h. zwischen Devon und Culm zum Abschluß kam.

Im IV. Teil wird die eruptive Tätigkeit und der Aufbau dieser paläozoischen Reihenvulkane näher untersucht. Alle diese Eruptivmassen haben eine domförmige Gestalt und zeichnen sich durch eine konzentrisch-schalige Struktur der diabasischen Spaltungsprodukte aus. Die Spaltung des diabasischen Magmas ging derartig vor sich, daß im Zentrum der Kuppeln die Diabase erstarrten; im nachfolgenden Ringe kommen die Diabasporphyrite und die Porphyritmandelsteine zur Ausscheidung und weiter gegen die Peripherie folgen dann die Spilitite und Spilitmandelsteine. Zu oberst liegen die Zerstäubungsprodukte des Magmas, die Mandelsteinbreccien und die Schalsteine. Alle Gesteine stellen sich als Spaltungsprodukte eines einheitlichen Stammmagmas dar, das sich von der Peripherie nach dem Zentrum fortschreitend differenzierte. Das Magma ist infolge seiner großen Viskosität selbsttätig emporgequollen und langsam blasenförmig emporgestiegen. Der ersten Phase entspricht das Emporpressen des diabasischen Magmas auf Spalten und Schloten, der zweiten die Gasexplosionen, welche zur Zertrümmerung eines Teiles der kaum erstarrten Gesteine führten, und die dritte einer ruhigen extrusiven vulkanischen Tätigkeit, verknüpft mit Ausschleuderung großer Aschenmengen. Das Maß des magmatischen Auftriebes muß eine bedeutende Höhe erreicht haben.

Die eigentliche Arbeit ist damit beendet. Doch gibt Verf. noch einen Anhang, in welchem die bergmännisch-technischen Verhältnisse und die Bergwirtschaft der 12 wichtigeren Grubenbetriebe eingehend besprochen werden. Eine montangeologische Karte der Umgegend von Sternberg und eine Tafel mit 4 Profilen sowie 14 Textfiguren dienen dem Verständnis der nicht immer ganz einfachen geologischen Verhältnisse.

Belowsky.

Nachtrag. In dem Referat über PAWLICA: Die nördliche kristalline Insel in der Tatra, dies. Jahrb. 1919. -54-, sind aus Versehen die Gegenstände der Analysen und die Fundorte ausgelassen, man wolle die dortigen Angaben durch die folgenden ergänzen:

- I. Muscovit aus Granit des Posredni Goryczkowy. W.
- II. Biotit " " " " " W.
- III. Granit, Posredni Goryczkowy. W.
- IV. Granit von Uhrocie Kasprowe. P.
- V. Orthoklas aus Granit der Kosista. W.
- VI. Oligoklas " " " " W.
- VII. Biotit " " " " W.
- VIII. Granit, Kosista. P.
- IX. Biotit aus Gneis der Czuba Goryczkowa. P.
- X. Biotit " " des Suchy Kondracki. W.
- XI. Gneis Czuba Goryczkowa. P.

- XII. Gneis, Suchy Kondracki. W.
 XIII. Amphibol aus Amphibolit der Sucha Czuby. P.
 XIV. Amphibolit, Sucha Czuby. P.
 XV. Biotit-Oligoklas-Pegmatit, Czuba Goryczkowa. P.
 XVI. Orthoklas aus Pegmatit, " " P.
 XVII. Muscovit " " Suchy Kondracki. P.
 XVIII. Granat (Spessartin) aus Pegmatit von Czuba Goryczkowa. P.
 XIX. Turmalin, ebendaher. P.
 XX. Oligoklas-Orthoklas-Pegmatit, ebendaher. P.
 XXI. Oligoklas-Albit-Pegmatit, Kasprowy Wierch. P.
 XXII. Albit-Mikroklin-Pegmatit, " " P.
 XXIII. Albit-Orthoklas-Pegmatit, Czuba Goryczkowa. P.
 XXIV. Turmalin aus Quarz-Turmalingang, Kopa Kondracka-Paß. P.
 XXV. Albit-Orthoklas-Pegmatit, Lomnitzer Spitze. M.
 XXVI. Albit-Orthoklas-Pegmatit, Czerwony Wierch. M.
 XXVII. Albit-Orthoklas-Pegmatit, Zawrat. W.

W. = Analyse von Z. WEYBERG, P. = Analyse von PAWLICA,

M = Analyse von MOROZEWICZ.

Erdmannsdörffer.

Rußland.

- Beliankin, D.: Petrographische Karte des Ilmengebirges. (Verh. der Radium-Exped. d. Akad. d. Wiss. Petersburg 1915.)
 Fedorow, E.: Ein wichtiger Schritt der wissenschaftlichen Petrographie. (Ann. Inst. Mines de l'Imp. Cath. II. à Petrograd. 6, 1. 67. Petersburg 1916.)
 Fersmann, A.: Zur Frage nach der Natur der Quarze in Granitporphyren. (Bull. Ac. Sci. 1001—1006. Petersburg 1913.)
 — Nefediewit aus der Umgebung von Troïzkossowsk. (Bull. Ac. Sci. 677—687. Petersburg 1913.)
 — Über die Verbindungen von variabler Zusammensetzung in der Erdrinde. (Festschrift W. J. VERNADSKY. 271—288. Moskau 1914.)
 — Pegmatitgänge von Adui. (Verh. d. Radium-Exped. d. Akad. d. Wiss. Petersburg 1914.)
 — Über die Schriftstruktur der Pegmatite und die Ursachen ihres Ursprungs. (Bull. Ac. Sci. 1211—1228. Petersburg 1915.)
 — Radiumuntersuchungen der Akademie uralischer Techniker. 6 p. Petersburg 1915.
 Geißler, A.: Vulkanische Asche von der Halbinsel Apscheron. (Ann. Inst. polytechn. à Petrograd. 239—247. 1921.)
 Ginsberg, A.: Zur Petrographie von Transkaukasien. (Verh. d. Radium-Exped. d. Akad. d. Wiss. Petersburg 1915.)
 Glinka, G.: Über zwei korund- und alunitführende Gesteine. (Samml. min. u. geol. Kab. d. Moskauer Univ. 1917. 37—50. Moskau 1919.)
 Kasperowitsch, H.: Analyse des Keffekiliths aus der Umgebung von Baktschissarai. (Festschrift W. J. VERNADSKY. 121—122. Moskau 1914.)

- Mamurovsky, A. A.: Über eine Nephritlagerstätte auf dem Berg Bikilar. (Erzbotschafter. Herausgeg. v. Petrogr. Inst. Lithogaea. No. 5. 52 p. 3 Taf. Moskau 1918.)
- Niskowsky, P.: Zur Charakteristik der Eruptivgesteine aus der Umgebung von Krausnowodosz. (Festschrift F. J. LOEWINSON-LESSING. 4 p. Petersburg 1915.)
- Torsnew, N.: Zur Petrographie der Krim. Einige Gesteine aus der Umgebung vom Balaklawer und Georgienkloster. (Festschrift F. J. LOEWINSON-LESSING. 11 p. Petersburg 1915.)
- Tschirwinsky, P.: Petrographische Untersuchung einiger Sedimentgesteine der Kreideformation von Kislowodsk. (Verh. Donischen Polytechn. 2. 175—218. 11 Textfig. Novokscherkastsch 1913.)
- Tschirwinsky, W.: Beiträge zur Kenntnis der chemischen und petrographischen Zusammensetzung der Diluvialablagerungen von SO-Rußland etc. (Diss. Kiew 1914. 346 p. 2 Taf. 1 Karte. — Mém. Soc. Naturalistes de Kiew. 24.)
- Tschirwinsky, P.: Zur Petrographie und Geologie der Kedobeda-Kupfererzlagerstätte in Transkaukasien. (Verh. Donischen Polytechn. 3. 239—269. 1914.)
- Vulkanische Asche in tertiären und altquartären Ablagerungen im Kaukasus. (Ann. géol. et min. Russie. 16. 77—83. 1914.)
- Sur la quantité de glauconie en phosphorites de Maly Nesvestai, Région du Don. (Verh. Donisch. Polytechn. 5, 5. 24—35. 1916.)
- Tschirwinsky, W.: La composition chimique de la colonne des roches sédimentaires à Kiew. (Mém. Soc. Natur. Kiew. 26. 55—82. 1917.)
- Tschirwinsky, P.: Vulkanische Asche und Tuffe in tertiären und quartären Ablagerungen des Kaukasus und der Insel Tscheléken. (Verh. Landesmus. f. Gewerbe und Landwirtschaft in Rostow am Don. Liefg. 1, 3. 17—41. 5 Textfig. Rostow 1919.)

Allgemeine Geologie.

Physiographische Geologie.

W. N. Thayer: The Northward Extension of the Physiographic Divisions of the United States. (Journ. of Geol. 26. 161—185, 237—254. 1 Fig. 1918.)

Nachdem Verf. in einer früheren Arbeit gezeigt hatte, inwieweit sich die physiographische Einteilung der Vereinigten Staaten auf Mexico übertragen lasse, führt er jetzt die gleiche Untersuchung für das nördlich angrenzende Amerika aus. Eine Karte nebst Erläuterungen gibt eine gute Übersicht über die natürlichen Teile des ganzen Kontinents.

Milch.

A. Guébbard: Über die Ferrisphäre. (Compt. rend. 167. 1918. 393—395.)

Die erste Erstarrungskruste der Erde muß auf der flüssigen Schmelze geschwommen haben; da das Eisen dieser Bedingung genüge, glaubt Verf. im Erdinneren eine „Ferrisphäre“, d. h. eine eisenhaltige Gesteinszone annehmen zu müssen, welche stofflich den meteoritischen Massen entspricht.

W. Eitel.

Dynamische Geologie.

Eis und seine Wirkungen.

A. Hamberg: Observations of the movement of lake ice in Lake Sommen 1918 and remarks on the geographical distribution of similar phenomena. (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala. 16. 1919. 181—194.)

Die Beobachtungen des Verf.'s beziehen sich auf zwei Erscheinungen an der Eisdecke von Seen: auf das Vordrängen des Eisrandes über das Ufer und die dadurch bewirkte Bildung von Strandwällen und auf die Zusammenstauchung der freien Eisdecke infolge des in ihr wirkenden Druckes. Beide Erscheinungen sind schon früher manchmal, besonders von amerikanischen Beobachtern, die Eiswälle auch von G. BRAUN am Löwentiner See beschrieben worden. GILBERT gab für die erstere schon folgende Erklärung: „Während sich die Eisdecke auf der Oberfläche eines Sees bildet, dehnt sie sich aus und schiebt sich gegen den Strand. Erniedrigt sich weiterhin die Temperatur, so bewirkt dies Zusammenziehung, und diese führt gewöhnlich zum Aufreißen vertikaler Spalten. Diese lassen das Wasser von unten ein und in sich gefrieren, so daß bei folgender Zunahme der Temperatur und Ausdehnung des Eises dieses sich nicht mehr in seine ursprüngliche Lage zurückziehen kann. Es gewinnt folglich an Fläche und übt einen gewissen Schub auf den Strand aus.“

Des Verf.'s Messungen erstreckten sich auf die Zeit vom 17. 2. bis 18. 3. Der See war schon am 28. 12. gefroren, am 15. 1. war das Eis 10 cm, am 1. 2. 25 cm und am 1. 3. 28 cm dick. Während der ersten Tage trat keine Verschiebung der Eisdecke ein, wiewohl die Tag- und Nachttemperatur (letztere bis -12°) $7-9^{\circ}$ Unterschied aufwies. Auch während eines darauffolgenden mehrtägigen Tauwetters zeigte sich keine Veränderung. Erst zur Zeit tiefer Nachttemperaturen vom 28. 2. bis 11. 3. (meist unter -4°), denen über Tags meistens einige Grad Wärme folgten, schob sich das Eis, das schon früher auf den Strand gedrückt worden war, weitere 34,6 cm vor und der Eisrand hatte sich nach kurz währendem Tauwetter und Wiedereinfall von Nachtfrösten, schließlich am 17. 3. um 40,7 cm aus der Lage am 17. 2. verschoben. Während der ganzen Zeit, da die Bewegungen statthatten, vernahm man fast ununterbrochen ein mächtiges Rumoren in der Eisdecke. Zu gleicher Zeit fand auch eine

Verschiebung in der Richtung des Strandverlaufs statt, die ziemlich genau halb so groß war wie diejenige senkrecht dazu. Zufolge weniger Beobachtungen, die Verf. in dieser Hinsicht anstellte, fand die Bewegung senkrecht zum Strandverlauf hauptsächlich bei Tage statt. Man könnte annehmen, daß die Eisdecke sich tagsüber ausdehnte und bei Nacht nicht in die alte Lage zurückkehrte, so daß sich Spalten bilden mußten, in denen des Nachts das Wasser fror, usw. in wiederholtem Wechsel. Die anderwärts, z. B. an amerikanischen Seen gemachte Beobachtung, daß die vordringende Eisdecke an den steiler geneigten Ufern mehrere Fuß hohe Geröllwälle vor sich herschiebt, traf hier nicht zu, wahrscheinlich weil das Eis nicht dick genug war. Die gegen den Strand gedrängten Eisschollen waren an der breitesten Stelle des Sees bis zu mehrere Meter hoch an den steileren Uferstellen aufgerichtet.

Die Zusammenstauchung der freien Eisdecke hat die Entstehung von schmalen, rückenförmigen Zerstückelungszonen (schwed. rokar) zur Folge, die sich meistens in Gestalt zerbrochener Antiklinalen, seltener als Synklinalen quer über den See, von Ufer zu Ufer erstrecken. In letzterem Fall sammelt sich an ihrer Stelle Wasser an, das friert und die Erscheinung unsichtbar macht. Durch das fortgesetzte Wachstum und die fortdauernde Zusammenstauchung verschwindet die Auffaltung des Eises auch an den Antiklinalen und an ihre Stelle tritt eine aus aufgerichteten Eisschollen bestehende Pressungszone. Die Eisrücken finden sich am Eingang von Buchten, zwischen Landspitzen, die den See einengen und die Strömung ablenken. Sie entstehen dadurch, daß die Ausdehnung des Eises über die Seefläche nicht von einem Punkte ausgeht, sondern über Teilgebiete wirkt; der Zusammenschub erfordert dabei einen geringeren Gesamtkräfteaufwand.

Die beschriebenen Erscheinungen hat Verf. nur an den mittelschwedischen Seen, niemals dagegen an denjenigen Lapplands beobachten können. Den Grund für dieses entgegengesetzte Verhalten sieht er darin, daß in Lappland während der Hauptzeit der Eisbedeckung bedeutendere Schwankungen zwischen der Nacht- und Tagetemperatur fehlen und, wenn sie im Spätwinter eintreten, sich wegen der Schneedecke nicht mehr bemerkbar machen können. Zum Zustandekommen der Eisschiebungen ist übrigens auch in Mittelschweden der zeitweise Mangel einer Schneedecke Voraussetzung, welche den Einfluß der Temperaturschwankungen mildert.

Bergeat.

J. B. Tyrell: Was there a „Cordilleries Glacier“ in British Columbia? (Journ. of Geol. 27. 1919. 55—60.)

Während G. M. Dawson das Vorhandensein eines großen Longitudinalgletschers zwischen Coast Range und Rocky Mountains zwischen 63° und 48° nördl. Breite angenommen hatte, zeigen die Untersuchungen des Verf.'s, daß zwischen dem 53. und 54.° kein zusammenhängender Eisstrom sich bewegt haben kann, sondern daß lediglich eine lokale Gletscher-

entwicklung nachweisbar ist. Besonders beweisend ist das Tal des Fraser River zwischen Prince George und Quesnel mit seinem gewundenen schluchtartigen Verlauf dafür, daß sich in ihm niemals ein gewaltiger Gletscher von mehreren tausend Fuß Dicke bewegt haben kann: die Gletscher stiegen von den seitlich anstoßenden Bergen herab, ohne sich in der Mitte zu treffen.

Milch.

O. D. von Engeln: Transportation of Débris by Icebergs. (Journ. of Geol. 26. 74—81. 5 Fig. 1918.)

In Taschen angehäuften Blöcke in feintonigen Absätzen im Cayuga Lake Valley (nördl. von Ithaka, N. Y.), die aus der Zeit des endgültigen Rückzuges des Inlandeises stammen, als der See noch durch eine Eisbarriere gestaut war, sind Absätze gestrandeter Eisberge, und zwar entstammt der Inhalt jeder Tasche einem Eisberge. Die Glättung und Streifung der weit aus dem Norden stammenden Blöcke spricht ebenso wie die reiche Geröllführung für die Herkunft der Eisberge aus den tiefsten Teilen des Gletschers; die starke Abnutzung der vom Eisberg mitgeführten Blöcke aus der nächsten Nähe beweist, daß auch die dünnen Ausläufer eines zurückweichenden Gletschers noch immer bedeutende Erosivkraft besessen haben müssen.

Milch.

Tektonik.

H. Stille: Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. (Geol. Rundsch. 1917. S. 89—142. 15 Textfig.)

Unter „injektiver Faltung“ wird eine Faltung unter gesteigertem Vortriebe einzelner Faltelemente verstanden. Erfolgt dieser ins Liegende, so wird von dejektiver (dejektiv = abwärtig injektiv), erfolgt er ins Hangende, von ejektiver Faltung (ejektiv = aufwärtig injektiv) gesprochen. Eine „Faltungsinjektion“ ist ein Eintrieb von Gesteinsmaterial in benachbartes Gebirge durch den episodischen orogenetischen Druck (Faltungsdruck). Insbesondere wird das Auftreten injektiver Formen bei der saxonischen Gebirgsbildung Mittel- und Norddeutschlands untersucht. Bei dem mittleren („kongruenten“) Typus der saxonischen Faltung sind die von Verwerfungen vielfach zerrissenen Sättel und Mulden einigermaßen gleichmäßig entwickelt. Demgegenüber ist die „inkongruente“ saxonische Faltung durch starke Verschiedenheit in der Entwicklung der Sättel und Mulden charakterisiert. Sie wird als dejektiv bezeichnet, wenn die Mulden unverhältnismäßig tief eingesenkt sind, und als ejektiv, wenn die Sättel eine unverhältnismäßig weite Vorstülpung erfahren haben. Diese Typen der saxonischen Faltung trennen sich auch einigermaßen regional, und es ist nach den Hauptverbreitungsgebieten zu unterscheiden:

1. der niederhessische Typus (dejektive Faltung);
2. der südhannoversche Typus (kongruente Faltung);
3. der nordhannoversche Typus (ejektive Faltung).

Der niederhessische Typus kommt am auffälligsten in den hessischen „Grabenzonen“ zum Ausdruck; der nordhannoversche Typus hat seine Hauptverbreitung im mittleren und nördlichen Hannover, im Gebiete der „Horste“, d. h. der hochaufgepreßten Sattelkerne. Dazwischen liegt im Randgebiete des Niederdeutschen Beckens das Gebiet der kongruenten Bruchfaltung (südhanoverscher Typus).

Die verschiedenen Typen sind durch Mittelformen und räumlich miteinander verknüpft. Wir erkennen zusammenhängende tektonische Zonen, die im Süden die hessischen Gräben, weiter nördlich die südhanoverschen Sättel und Mulden und endlich die nordhannoverschen Horste enthalten. Schematische Skizzen veranschaulichen diese räumlichen Zusammenhänge. Die hessischen Gräben und die nordhannoverschen Horste ergeben sich als Teile von Falten; die Verwerfungen sind nicht die Ursache, sondern Begleiterscheinung der Einsenkung und Heraushebung, denn die Einsenkungen und Heraushebungen sind ebenso mit, wie ohne Verwerfungen erfolgt. Auch das wird an schematischen Textfiguren verdeutlicht.

Bei dem Zustandekommen der saxonischen Faltung spielen, wie überhaupt beim Zustandekommen von Faltungsformen, die verschiedenen Formen der Stabilität bezw. Mobilität („Gefügigkeit gegen den orogenetischen Druck“) und die Position („Erreichbarkeit für den orogenetischen Druck“) die Hauptrolle. Versteifend auf den Boden wirken Faltungen und Intrusionen. Der E. SUSS'schen Auffassung, daß die Erstarrung des Bodens in Mitteleuropa, so im Rheingebiete, durch die „Senkungen“ bedingt sei, wird nicht zugestimmt; im Gegenteil tragen Senkungen, indem in ihrem Gefolge an die Stelle von variscisch gefaltetem Materiale von höherer Stabilität neue, ungefaltete und deshalb mobilere Schichttafeln treten, neue Mobilität und neues tektonisches Leben in vorher starrere Zonen hinein. Sodann bedingen gerade in Mittelddeutschland die sehr mächtigen Salzeinschaltungen eine wenigstens lagenweise hohe Mobilität des Untergrundes. Hier kommt es zu sehr extremen Formen „disharmonischer“ (HAUG, BUXTORF) Faltung. Ein dicht unter dem Salze liegendes starreres Gebirge vermag aber diesem einen „Basalschutz“ gegen allzu gesteigerte Wirkungen des seitlichen Druckes zu gewähren.

Hinsichtlich der Einzelausführungen über Stabilität und Mobilität, stabilisierende und mobilisierende Faktoren, über selektive Faltung je nach Mobilität und Position, sowie über Faltung und Faltungsarbeit, letztere in besonderer Anwendung auf die saxonischen Vorgänge, sei auf die Arbeit selbst hingewiesen. Zur spezielleren Erklärung der Faltungsformen wird das Untergrundsbild bei Eintritt der saxonischen Faltung für die drei Haupttypen abgeleitet. Die dejektive Faltungsform (Niederhessen) tritt in flachgründigen Schwellengebieten (verhältnismäßig wenig ungefaltetes Sediment über der starreren variscischen Grundlage) ein, die kongruente Faltung dagegen in tiefgründigeren (viel ungefaltetes Sediment über der variscischen Unterlage) und schwellennahen Beckengebieten. Im Bereiche der ejektiven Faltung befinden wir uns in der äußersten, schwach gefalteten Randzone des alten variscischen Bogens mit sehr starker postvariscischer

Sedimentation, d. h. in sehr tiefgründigen bis grundlosen, dazu auch schwellenferneren Zonen.

Die inkongruente saxonische Gebirgsbildung kommt dort zustande, wo die Gesteinsmassen in verschiedenen Erdschichten infolge sehr verschiedener Resistenz auf den orogenetischen Druck stark ungleich reagieren, die kongruente dort, wo die Schichtgesteine der Einwirkung einengender Kräfte einigermaßen gleichmäßig zugänglich sind. Die resistenten Zonen sind dabei relativ gedehnt, und in die Zonen relativer Dehnung schiebt sich nun das stärker komprimierte (mobilere) gesteigert vor.

Beim dejektiven Typus haben wir eine stabilere Tiefe bei mobilerem Hangenden. Hier ergibt sich eine gesteigerte Abwärtsbewegung des abwärts gerichteten Faltenteiles, der Mulden. Umgekehrt haben wir bei der ejektiven Faltung die größere Mobilität in tieferen Erdzonen als wesentliche Folge von deren Durchsetzung mit mächtigen Salzlagerstätten von permischem und zum Teil auch triadischem Alter, auf die auch die hier nicht oder nur schwach gefaltete ältere Unterlage keinen wesentlichen „Basalschutz“ ausüben kann. Dementsprechend schieben sich bei der Faltung vom mobilen Liegenden her die aufwärts gerichteten Faltenteile, die Sattelkerne, in gesteigerter Weise in das Hangende vor. Die extremste Form ejektiver Faltung ist der Salzauftrieb. Es handelt sich also bei ihm nach des Verf.'s Auffassung mehr um den Vortrieb eines besonders mobilen, als, wie LACHMANN und ARRHENIUS wollten, um den Vortrieb eines besonders leichten Materials. Die Bezeichnung „Salzstock“, die an die vulkanologische Terminologie anklingt, scheint am besten der Morphologie und Bildungsart der nordhannoverschen Salzvorkommen gerecht zu werden.

Ein Schlußkapitel beschäftigt sich mit der Systematik der Horste und Gräben. Die ursprünglichen SUSS'schen genetischen Definitionen sind nicht mehr oder nur noch sehr teilweise haltbar, vielmehr dürfen wir die Begriffe Horst und Graben nur noch beschreibend verwenden. Die Gebilde, die nach dieser Definition unter die Begriffe Horst und Graben fallen, sind entweder rein orogenetischer Entstehung („Undulationshorste“ und „Undulationsgräben“) oder im wesentlichen epirogenetischer Entstehung, haben aber die durch den Begriff Horst und Graben erforderte Umrandung durch Brüche erst nachträglich, und zwar in einer orogenetischen Phase der Erdgeschichte, erhalten („Undationsgräben“ und „Undationshorste“). Die Horste und Gräben ersterer Art sind vielfach Begleiterscheinungen einer Bruchfaltung, z. B. der saxonischen, und als „Schollenhorste“ und „Schollengräben“ zu bezeichnen. Dabei sind die Horste vielfach durch Brüche modifizierte Sattelkerne, die Gräben durch Bruchbildung modifizierte Mulden. Die Undationshorste („Schwellenhorste“) und Undationsgräben („Beckengräben“) waren schon vor den Zeiten der Faltung und Bruchbildung tektonische Hoch- bzw. Tiefzonen gegenüber ihrer Nachbarschaft, die Schollenhorste und Schollengräben sind es erst in diesen Zeiten geworden. Daß aber die Randverwerfungen der Schwellenhorste und Beckengräben nachträgliche Zutaten zu den präexistierenden Schwellen und Becken und

nicht die Ursache der Hebungen und Senkungen derselben sind, läßt sich an Beispielen einwandfrei zeigen. Somit gilt für die Entstehung der Beckengraben die Formel:

„Erst (säkuläre) Senkung, dann Bruch“

und nicht die alte Formel:

„Erst Bruch, dann Senkung“.

So sind auch die Meere als Beckengraben größter Ordnung zunächst bruchlos eingesunken. Die von E. SUSS für den angeblichen Einbruch der Meere angeführten Argumente — nämlich die quer zur Struktur gerichteten Umriss der atlantischen Horste, das Abbrechen ganzer Faltenzüge an den Küsten und das Hinantreten pflanzenführender Schichten bis an die Ufer —, können nicht als stichhaltig gelten, denn sie treffen auch für solche fossilen Meere zu, die, wie ihre uns zugänglich gewordene Geschichte zeigt, als Geosynklinalen und nicht als Bruchfelder entstanden sind.

Was nun die Frage der Hebung und Senkung bei der Entstehung der Horste und Gräben anlangt, so sind die orogenetischen Horste und Gräben (Schollenhorste und Schollengraben) unter eigener Aufwärtsbewegung entstanden; dabei blieben die Schollengraben nur relativ zurück, wie auch die Mulde gegenüber dem Sattel in aufsteigenden Faltungszonen. Die epirogenetischen Horste (Schwellenhorste) werden in der ersten und längsten und bedeutungsvollsten Phase ihrer Geschichte (als Schwellen) gehoben unter gleichzeitiger Senkung ihrer Umgebung; in der kurzen zweiten Phase ihrer Umgestaltung zu „Horsten“ scheinen sie ihr Niveau zum ozeanischen Spiegel einigermaßen beizubehalten.

Die epirogenetischen Gräben (Beckengraben) sinken in der ersten und längsten Phase ihrer Entstehung (als Becken) ein, heben sich aber bei der Umformung zu Beckengraben wenigstens in ihrer Randzone gegenüber ihrem Rahmen wieder um einen gewissen Betrag heraus. Es ergibt sich das etwas paradox klingende Resultat, daß unsere großen Becken undatorischer Entstehung zu „Gräben“ nicht durch einen Akt der Senkung gegenüber den großen Horsten geworden sind, sondern durch einen Hebungsakt.

H. Stille.

H. Stille: Alte und junge Saumtiefen. (Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. 1919. 337—372.)

Auf „retrospektivem“ Wege, d. h. durch vergleichende Rückschau nach analogen Verhältnissen, die in früheren Erdschichten geherrscht haben und jetzt unserer Beobachtung zugänglich sind, wird der Versuch einer Erklärung der sog. Tiefseeegraben gemacht. SUPAN hat die Tiefseeegraben zuerst als charakteristische Bodenform von weiterer Verbreitung in der Randzone von Kontinentalmassen und Inselbögen erkannt. Er neigte zunächst der Auffassung zu, daß es sich hier um „Verwerfungserscheinungen großen Stils“ handle, erklärte die Tiefseeegraben später aber als „Synklinalen“. Die Erklärung der abyssischen Rinnen als tektonische Gräben hat vor allem E. SUSS vertreten, der sie auch in engste genetische

Beziehung zu den ihnen benachbarten Gebirgsbögen brachte. Demgegenüber sind abweichende Meinungen bisher wenig durchgedrungen. Immerhin sind solche von A. PENCK, E. HAUG und P. MARSHALL geäußert worden.

SUESS hat als erster auf die Analogie zwischen den abyssischen Rinnen der Ozeane und den fossilen Vortiefen älterer Gebirge, sei es solcher der Tertiärzeit, sei es des variscischen Bogens der Obercarbonzeit, hingewiesen. Aus der Geschichte dieser fossilen Vortiefen ergeben sich nun folgende Nutzenwendungen auf die heutigen Tiefseegräben und das Verhältnis zwischen ihnen und den sie begleitenden Gebirgsbögen und Inselzügen:

1. Die Vortiefen sind keine Gräben im tektonischen Sinne, d. h. keine Versenkungen an Bruchspalten, überhaupt keine orogenetischen Gebilde, sondern Zonen verhältnismäßig starker säkularer (epirogenetischer) Absenkung, d. h. Zonen von geosynklinalem Charakter.

2. Der Gebirgsbogen ist die primäre, der Tiefseegraben die sekundäre Erscheinung; da die nach außen gerichtete Falten- und Schuppenstruktur der Gebirgskette da ist, ehe die Vortiefe entsteht, so kann sie nicht durch ein Vorwärtsgleiten der Gebirgsmasse zu der Vortiefe bedingt sein.

3. Überhaupt ruhen im Gebirgsbogen während der Entstehung und Fortbildung der Vortiefen die orogenetischen Vorgänge (Faltungen, Überschiebungen etc.), und nur Bewegungen von epirogenetischer Art treten ein, die den Gebirgsbogen in seiner Gesamtheit heben oder senken oder schwach verbiegen. Damit ist die Vorstellung abzulehnen, daß der Gebirgsbogen noch in junger Zeit Bewegungen gegen die Tiefseegräben ausführe.

4. Soweit unsere jungen abyssischen Vortiefen bogenförmig gestaltet sind, ist ihre Bogenform die Folge der Bogenform des benachbarten Gebirgszuges, nicht aber hängt umgekehrt die Bogenform des Gebirgszuges mit einem angeblichen Vorgleiten desselben zu den Vortiefen hin zusammen.

Was Punkt 3 anlangt, so haben sich namentlich über die Tiefseegräben in der asiatisch-pazifischen Inselwelt abweichende Auffassungen entwickelt; hier wird ziemlich allgemein eine jugendliche Vorwärtsbewegung der Inselketten gegen die Tiefen, wie überhaupt im Malaiischen Archipel eine jugendliche Vorwärtsbewegung der Inselzüge gegen ihr Vorland, angenommen; aber wirkliche Beweise für diese Annahme, die mit dem auf retrospektivem Wege gewonnenen Resultate nicht übereinstimmt, gibt es nicht. Dazu sind die rezenten Tiefseegräben nicht sämtlich Vortiefen, d. h. nicht allen ist die alte Faltung des angrenzenden Gebirgsbogens zugewandt, sondern einzelne, wie diejenigen entlang der Ostküste Südamerikas, sind ihrer Lage zum angrenzenden Gebirge nach Rücktiefen. Daß aber die übereinstimmende morphologische Erscheinung auftritt, mag die Faltung zu ihr hin oder von ihr weg gerichtet sein, beweist wieder, daß nicht eine den Tiefseegräben zugewandte Faltung und deren junger Fortgang für die Erscheinung der abyssischen Tiefen wesentlich ist. Gemeinsam ist den Vor- und Rücktiefen die Lage in der Umsäumung von Gebirgsbögen oder Inselzügen, und sie alle sind in diesem Sinne „Saumtiefen“. Saumtiefe ist damit der Oberbegriff; viele Saumtiefen, aber nicht alle, sind zugleich auch Vortiefen.

Auf Spezialepirogenesen („Spezialundationen“), d. h. auf säkuläre Auf- und Abwärtsbewegungen von kleinerer Spannweite innerhalb einer größeren Einheit, die sich als Ganzes aufwärts oder abwärts bewegt, wird im Malaiischen Archipel vom Verf. hingewiesen. Hier handelt es sich um Spezialundationen bei abwärtiger Allgemeinundation; unter zonenweisem Auftriebe (positive Spezialundation) kämpfen die Inselzüge gegen das allgemeine Versinken (negative Allgemeinundation) der malaiischen Inselwelt an. Vergleichsweise wird auf deutsche Verhältnisse der Triaszeit Bezug genommen. Im deutschen Triasbecken geht die negative Spezialundation bei bald positiver, bald negativer Allgemeinundation des variscisch gefalteten Mitteleuropas weiter, und je nach letzterer tritt das Meer in das germanische Becken ein oder verläßt es wieder. So bedingt hier die Spezialundation des Einzelbeckens den Fortgang der Sedimentation, die Allgemeinundation der größeren Einheit, von der das Becken nur ein Teil ist, aber die Fazies.

Die abyssischen Tiefen sind ein besonders ausgeprägter Einzelfall der verbreiteteren Erscheinung einer gesteigerten Senkung in der Umrandung von besonders stabilen Erdzonen. Ein anderes Beispiel ist die „norwegische Rinne“. Ganz allgemein scheinen bei der Undation, d. h. bei den großen epirogenetischen Wellenwürfen, die stabileren Einheiten zur Aufwärts-, die mobileren zur Abwärtsbewegung prädestiniert zu sein. In den Randzonen der sinkenden Räume gegen die stabileren Schwellen kann es aber, und zwar bei besonders starkem und unvermitteltem Mobilitätskontraste, zu besonders starker Senkung kommen, wobei also eine Art „Nahwirkung“ der stabileren Einheit auf die benachbarte mobilere Zone ausgeübt wird. Gebilde infolge solcher „Nahwirkungen“ sind die Sauntiefen.

H. Stille.

H. Stille: Die Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung. (Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1918. 362—393.)

Im allgemeinen pflegt man die Formen der Gebirgsbildung in zwei Gruppen zusammenzufassen, nämlich in „Faltengebirge“ und „Schollengebirge“; dabei gilt meist das Faltengebirge als Ergebnis tangentialer, das Schollengebirge als Ergebnis radialer und insbesondere abwärts gerichteter Kräfte.

Verf. unterscheidet 4 Hauptformen der Orogenese, nämlich 1. Deckengebirge, 2. Faltengebirge, 3. Bruchfaltengebirge, 4. Blockgebirge. Dabei sind die Formen 1 und 2 „Faltengebirge“, die Formen 3 und 4 „Schollengebirge“ im älteren Sinne.

Diese Haupttypen der Gebirgsbildung sind keineswegs scharf voneinander geschieden, sondern verknüpfen sich in verschiedenster Weise. Das geschieht zunächst durch Zwischenformen, und so finden wir in der Erdkruste eine lange Reihe ineinander übergehender tektonischer Gestaltungen, beginnend mit einfachster vertikaler Verschiebung großer

Schollen als „niedrigster“ Form der Orogenese und endigend mit der „höchsten“ Form, den extremsten Fällen alpinen Deckenschubes.

Verknüpft sind die verschiedenartigen Formen der Orogenese ferner in entstehungszeitlicher Hinsicht. Sie alle unterliegen dem „orogenetischen Zeitgesetze“, das sagt, daß alle Gebirgsbildung, auch die des Bruchfalten- und Blockgebirges, an verhältnismäßig wenige und zeitlich eng begrenzte Termine von \pm erdweiter Bedeutung gebunden ist. Demgegenüber wird zwar vielfach noch von einer „Kontinuität“ der Gebirgsbildung gesprochen. Doch schon das, was MARCEL BERTRAND 1892 als „Continuité du Phénomène de plissement“ beschrieben hatte, war, streng genommen, keine Kontinuität, sondern eine Episodizität des faltenden Vorganges. Die Erkenntnis des Gebundenseins aller orogenetischen Vorgänge an eine relativ beschränkte Zahl kurzer Epochen wurde und wird noch heute in erster Linie durch die vielfach noch ganz unzureichende Unterscheidung der Begriffe Orogenese und Epirogenese hintangehalten. So gelten ja die postorogenetischen Aufwölbungen der Gebirge, die in einer „Antecedenz“ der Flußtäler zum Ausdruck kommen, oft als „Beweise“ für die Kontinuität der Gebirgsbildung, während sie tatsächlich nur die Kontinuität eines epirogenetischen, also nicht unter den Begriff Gebirgsbildung fallenden Vorganges beweisen.

Bei den Erörterungen über das Gebundensein auch der Brucherscheinungen an die allgemeinen gebirgsbildenden Termine der Erdgeschichte wird die so geläufige Annahme eines oligocänen Einbruches des Rheintalgrabens zugunsten der Vorstellung des bruchlosen Einsinkens der Rheintalgeosynklinale zur Oligocänzeit und der späteren Umgestaltung der Geosynklinale zu einem „Graben“ unter Aufwärtsbewegung ihrer Schichten abgelehnt. Von der Vorstellung der Bruchlosigkeit der epirogenetischen Erscheinungen kann höchstens für unbedeutende Verschiebungen nach Art der rezenten seismischen abgewichen werden; nur in diesem Sinne gibt es auch „anorogenetische“ Dislokationen. Ebensovienig wie sie unterliegen natürlich die atektonischen Dislokationen („Pseudodislokationen“), die auf exogene Kräfte oder den Vulkanismus zurückgehen, dem orogenetischen Zeitgesetze.

Als Nutzenanwendung aus dem orogenetischen Zeitgesetz ergibt sich die „vergleichende“ Art der Zeitfixierung orogenetischer Ereignisse in solchen Fällen, wo eine unmittelbare Zeitfixierung wegen großen Altersabstandes zwischen dislozierter Unterlage und nachfolgender Transgression nicht möglich ist. Als Beispiele dafür werden die vorcarbone Gebirgsbildung im Tian-schan, die spätdyadische Gebirgsbildung in Teilen von Mittelddeutschland sowie die vorlutetische und jungmiocäne Gebirgsbildung in den Alpen behandelt.

Erfahrungen im Sinne des orogenetischen Zeitgesetzes können unter Umständen zur Lösung stratigraphischer Fragen benutzt werden. So müssen die kohleführenden Schichten von Hainichen und Borna in Sachsen, da sie von der Saarbrücker Stufe durch eine Faltungsdiskordanz getrennt sind und die hier zum Ausdruck kommende Faltung nach allgemeiner

Erfahrung schon vor der Waldenburger Stufe eingetreten ist, zum Culm und nicht zur Waldenburger Stufe gestellt werden.

Gleichzeitig entstehen in verschiedenen Erdräumen die verschiedensten Strukturtypen, hier z. B. ein Faltengebirge, dort ein Blockgebirge. Das wird an einer Reihe von Beispielen, die sich auf die vortertiäre, die jungjurassische und die variscische Gebirgsbildung beziehen, erläutert.

Endlich besteht zwischen allen Formen der Orogenese eine wichtige entstehungsartige Übereinstimmung. Sie wird zusammengefaßt im „orogenetischen Hochbewegungsgesetze“, nach dem alle Gebirgsbildung, auch des Bruchfalten- und Blockgebirges, unter Aufwärtsbewegung gegenüber dem ozeanischen Spiegel erfolgt. Diese Sachlage hat Verf. in bezug auf das deutsche Schollengebirge schon in früheren Veröffentlichungen dargelegt. Auch die Verwerfungen sind Begleiterscheinungen einer Aufwärtsbewegung gegenüber dem ozeanischen Spiegel, und in diesem Sinne wird die so gängige Vorstellung der radialen Senkung bei Verwerfungsvorgängen an der Hand von Beispielen aus dem „Schollengebirge“ abgelehnt.

Aus diesen verschiedenartigen Verknüpfungen der Formen der Orogenese ergibt sich die Unmöglichkeit einer grundsätzlichen Unterscheidung einer tangentialen Gebirgsbildung, die zum Faltengebirge führt, und einer vertikal gerichteten Gebirgsbildung, die das Schollengebirge schaffen soll. Gegen diese Unterscheidung spricht namentlich das Vorhandensein der Übergangsformen und die Entstehung aller Formen der Gebirgsbildung, auch des Bruchfalten- und Blockgebirges, unter Heraushebung der Gesteinsmassen. Sind also Deckengebirge und Faltengebirge das Ergebnis seitlichen Druckes, so müssen auch Bruchfaltengebirge und Blockgebirge samt ihren Verwerfungen durch seitlichen Druck geschaffen worden sein.

Ebensowenig, wie die Verschiedenartigkeit, bedingt aber auch die Verschiedengradigkeit der orogenetischen Kräfte die Verschiedenheit der entstehenden Formen, vielmehr ist diese in erster Linie eine Funktion der Mobilitätsverhältnisse („Gefügigkeit“) des betroffenen Bodens. In den mobilen Räumen und Materialien führt der orogenetische Druck im allgemeinen zum Decken- und Faltengebirge, in den resistenteren zum Bruchfaltengebirge oder gar zum Blockgebirge, während es in den stärkst-resistenten Erdzonen kaum noch zu orogenetischen Verschiebungen kommt. Da nun aber hinsichtlich der Mobilität alle Übergänge vorhanden sind, so ist auch das Vorhandensein aller Übergangsformen zwischen den tektonischen Typen erklärt.

Nacheinander entstehen die wechselnden Formen in gleichen Erdgebieten, wenn inzwischen wesentliche Änderungen in der Mobilität des Bodens eingetreten sind, und neben- und übereinander entstehen sie gleichzeitig, wenn große Mobilitätsunterschiede im gleichen Erdprofile auftreten. So kann ein Faltengebirge von Salz inmitten des Schollengebirges der ummantelnden Schichten seinen Platz haben. H. Stille.

H. Stille: Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1919. 74. Monatsber. 164—208.)

Hinsichtlich Anwendung der Begriffe Orogenese und Epirogenese besteht in der geologischen Literatur keineswegs Übereinstimmung, und z. T. hiernit mag es zusammenhängen, daß die für das Verständnis tektonischer Dinge so grundlegend wichtige Unterscheidung der beiden Arten von tektonischen Vorgängen noch so wenig geübt wird. Enthüllen uns die Epirogenesen doch gerade die bedingenden Verhältnisse für die nachfolgenden Orogenesen und geben sie uns damit erst tieferen Aufschluß über das Zustandekommen der letzteren.

Bei dem Versuche des Verf.'s, Klarheit in die Begriffe Orogenese und Epirogenese zu bringen, wird von der Bedeutung dieser Begriffe in GILBERT's Monographie über den „Lake Bonneville“ (1890) ausgegangen. Diejenigen tektonischen Vorgänge, die Berggestalten hervorrufen, bezeichnete GILBERT als orogenetische; demgegenüber führte er für weitspannige Bewegungen, die „Kontinente und Plateaus, ozeanische Becken und kontinentale Basins“ schaffen, die Bezeichnung epirogenetisch ein. Also nicht nur für aufwärtige, wie nachdrücklich gesagt werden muß, sondern auch für abwärtige Bewegungen (Entstehung von ozeanischen Becken etc.) hat GILBERT die Bezeichnung epirogenetisch gegeben, ja sogar sein Urtypus des epirogenetischen Gebildes (Lake Bonneville-Bezirk) ist ein eingesunkenes Becken. Die epirogenetischen Vorgänge sind nach GILBERT das Ergebnis von Verbiegungen, und er hat gerade durch die Untersuchung der jungen Verbiegungen an den Terrassen des Bonneville-Sees die Vorstellung der Epirogenese gewonnen. Neben der Unterscheidung nach dem morphologischen Ergebnis gilt bei GILBERT diejenige nach den tektonischen Vorgängen, die zu dem morphologischen Ergebnis geführt haben. Epirogenese ist in diesem Sinne GILBERT's das „Continent-making“, Orogenese das „Mountain-making“. Aber die weitspannigen Wölbungen (Epirogenese nach GILBERT's vorgangsartlicher Definition) führen, wie wir jetzt wissen, auch zu Berggestalten (Orogenese nach GILBERT's resultatlicher Definition); deshalb ist die GILBERT'sche Doppeldefinition nicht mehr haltbar, vielmehr kann nur noch die vorgangsartige Definition aufrecht erhalten werden.

HAUG unterscheidet Orogenese und Epirogenese bekanntlich in ganz anderer Weise; für ihn sind die Orogenesen die Geosynklinalbewegungen, während er die epirogenetischen Bewegungen an die extrageosynklinalen Gebiete (Festlandsschwellen, Aires de Surélévation und Aires d'Ennoyage) gebunden sein läßt. In praxi kommt es bei ihm darauf hinaus, daß die orogenetischen Bewegungen durch die Parallelität, die epirogenetischen durch ihre transversale Lage zum Streichen des tieferen Untergrundes charakterisiert sein sollen. Gegen diese Unterscheidungsweise wird geltend gemacht, 1. daß beide Kategorien von Vorgängen in der HAUG'schen Weise nicht grundsätzlich unterscheidbar sind, und 2., daß die Unterscheidungsweise nicht der ursprünglichen Bedeutung der GILBERT'schen Begriffe gerecht wird. In bezug auf ersteren Punkt ist hervorzuheben, daß es außer den

posthumen und transversalen Erscheinungen auch noch solche nach Zwischenrichtungen gibt. Wie sind diese zu klassifizieren? Sodann können Falten und Verwerfungen aus der longitudinalen Richtung in transversale oder mittlere Richtung einbiegen; sie wären also auf gewisse Erstreckung als orogenetisch, auf andere Erstreckung als epirogenetisch zu bezeichnen. Dann ergeben sich Schwierigkeiten bei Änderungen im Streichen des tieferen Untergrundes, während der jüngere Vorgang an dieser Richtungsänderung nicht teilnimmt. So müßten die jungen herzynischen Dislokationen und Falten rechts der Elbe, wo auch der variscische Untergrund herzynisch streicht, als orogenetisch, dagegen links der Elbe, wo das variscische Streichen erzgebirgisch geht, als epirogenetisch gelten.

Noch weniger kann die Unterscheidungsart von Orogenese und Epirogenese, wie DACQUÉ (Grundlagen und Methoden der Paläogeographie, Jena 1915) sie will, angenommen werden. DACQUÉ geht über HAUG'S Definition hinaus und verknüpft die Anwendung des Begriffs Orogenese mit allerlei hypothetischen Vorstellungen über eine orogenetische „alpine“ Faltung. Auf Grund seiner Definition wäre sogar die Faltung des Schweizer Juras als epirogenetischer Vorgang zu klassifizieren!

Als Kriterium für epirogenetische Vorgänge muß nach Ansicht des Verf.'s gelten, daß sie 1. weitspannig sind (Undation), 2. säkular fortgehen und 3. das tektonische Gefüge des Bodens sozusagen intakt lassen. Höchstens kleine Risse nach Art der rezenten seismischen Verwerfungen können bei epirogenetischen Vorgängen eintreten.

Gegenüber den Epirogenesen sind die Orogenesen die mit Gefügeveränderungen des Bodens verknüpften episodischen tektonischen Vorgänge.

An drei Beispielen werden die Begriffe Orogenese und Epirogenese noch erläutert.

Beispiel 1 behandelt die Zeit vom Untersilur bis zum Mitteldevon. Zwei orogenetische Phasen sind da, die „takonische“ und die „jungkaledonische“. Alle übrigen Bewegungen der Silur- und älteren Devonzeit sind epirogenetischer Art, so auch diejenigen, die zur Wiederüberflutung des Brabanter Massivs nach der kaledonischen Faltung führen. Hier wird der Gegensatz zu HAUG'S Anwendungsart der Begriffe Orogenese und Epirogenese veranschaulicht.

Beispiel 2 betrifft die jungtertiären Bewegungen am Ostrande der Zentralalpen unter besonderer Benutzung der Arbeiten A. WINKLER'S. Vier orogenetische Phasen sind erkennbar: eine vormediterrane, eine intramediterrane (zwischen 1. und 2. Med.-Stufe), eine vorpontische und eine postpontische. Was aber sonst an tektonischen Bewegungen im Jungtertiär dort eingetreten ist, entfällt unter den Begriff der Epirogenese.

Endlich wird die „Großfaltung“ Kleinasiens an Hand der neuen Darstellung W. PENCK'S behandelt. Sie ist ein im wesentlichen epirogenetischer Vorgang, und zwar eine „Spezialundation“ von verhältnismäßig kleiner Wellenweite innerhalb einer größeren und im wesentlichen aufsteigenden Einheit, aber sie ist als säkulärer Vorgang eben eine

Undation, und keine Orogenese (Undulation). Allerdings treten an den „Ova“, den Erzeugnissen dieser Großfaltung, auch orogenetische Erscheinungen auf. Aber sie sind nicht „Begleiterscheinungen“ der Epirogenese, sondern Ergebnis einer episodisch den Großfaltungsvorgang unterbrechenden Orogenese. Im Gegensatz zu Kleinasien, wo wir eine Spezialundation bei vorherrschend positiver Allgemeinundation haben, ist für die Ägäis, wie vergleichsweise auch für den Malaischen Archipel, eine Spezialundation bei vorherrschend abwärtiger Allgemeinundation maßgebend.

Der Fortgang der Epirogenese während der orogenetischen Phasen in manchen nicht eigentlich orogenetisch betroffenen Gebieten wird als „Synrogenese“ bezeichnet. Es handelt sich hier um Grenzfälle zwischen Orogenese und Epirogenese, die der Zeit nach in eine orogenetische Phase entfallen, die aber der Art nach die Zuteilung zu der einen oder anderen Kategorie tektonischer Vorgänge nicht ungezwungen zulassen.

H. Stille.

E. Belot und Ch. Gorceix: Experimentelle Nachbildung großer Kettengebirge unter Aufrichtung von Geosynklinalen, Falten und Überschiebungsdecken. (Compt. rend. 166. 1918. 566—569.)

BELOT (Compt. rend. 158. 1914. 647; 159. 1914. 89; 164. 1917. 188) hatte angenommen, daß bei der Entstehung der Gebirgszüge der Erde Verschiebungen im viskosen Magma eine große Rolle spielten, welche durch tangentialen Schub auf sedimentäre Schichten unter Bildung von Faltungen, Stauchungen, Aufrichtung von Geosynklinalen und Auftreibungen einwirkten. Durch Nachbildung der von ihm hypothetisch vorausgesehenen Verhältnisse im Maßstabe 1:1000000 konnten die Verf. in der Tat mit Hilfe einer sehr einfachen Druckvorrichtung Modelle von Faltengebirgszügen und von Aufbeulungen der Oberfläche darstellen, welche ganz vortrefflich z. B. dem Querprofil in der Linie von SO nach NW über den Montblanc nach den Voralpen Savoyens entsprechen. Es ist deutlich zu erkennen, wie die Auftreibung des granitischen Magmas die Kreide- und Tertiärschichten um den herzynischen Sockel herum aus einer Geosynklinale zu einer Antiklinale aufgerichtet und zusammengeschoben hat.

W. Eitel.

E. Belot: Experimentelle Nachbildung der Gebirgsfalten und der Deckfaltungen in der Hypothese der horizontalen Verlagerung tief gelegener Schichten. (Compt. rend. 167. 1918. 80—83.)

Durch horizontalen Schub auf einem beweglichen Transportband, weist Verf. an verschiedenartigen Sedimentschichten (tonigem Sand,

plastischem Ton, Sand mit Schiefer gemengt etc.) nach, daß die Entstehung der Faltengebirge und der Deckenstrukturen sich im Sinne einer von ihm ausgesprochenen Hypothese unschwer erklären läßt. Nach dieser sollen die oberen Lagen des Erdmagma zu drei verschiedenen Zeitpunkten eine nordsüdliche Verschiebung erfahren haben. Die experimentell erhaltenen Faltungsbilder zeigen eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit den Faltenzügen der Alpen und der asiatischen Kettengebirge, nur daß in dem ersteren Fall die Faltenbögen konvex, im anderen konkav zur Schubrichtung verlaufen, weil im ersten Fall der afrikanische Kontinent dieser Verschiebung des Magmas entgegenstand, so daß sich im Mittelmeergebiete ein unterirdischer See aufstaute, der nach der sarmatischen Periode, der algerisch-tunesischen Transgression, der Auffaltung der Apenninen und der Pyrenäen nach dem Äquator zu abließ, bis das Mittelländische Meer in das Gebiet durch die Barre von Gibraltar brach und den Abbruch des Atlas verursachte.

W. Eitel.

D. W. Johnson: Block Faulting in the Klamath Lakes Region. (Journ. of Geol. 26. 229—236. 5 Fig. 1918.)

Verf. beschreibt Beobachtungen auf einer Reise durch das Gebiet des Klamath Lakes basin, das durch Verschiebung von Gebirgsblöcken und Grabenbildungen längs deutlich nachweisbarer, bisweilen durch prachtvolle Harnischbildung gekennzeichnete Verwerfungen charakterisiert ist. In der nördlichen Fortsetzung einer solchen Verwerfung liegt der Kegel des Crater Lake-Vulkans, dessen Eruptionen nachweislich zum großen Teil jünger sind als die Verwerfung, in der südlichen Fortsetzung ein anderer Vulkan. Ein in einem solchen Block südlich von Fort Klamath in halber Höhe eingeschnittenes Tal erscheint zunächst wie ein Hängetal, hat aber sein Gefäll nicht nach dem durch die Verwerfung gebildeten Absturz, sondern verläuft entgegengesetzt; Verf. nimmt an, daß ein älterer Fluß dem aufsteigenden Block gegenüber seinen Lauf behaupten konnte, bis der Block ungefähr die halbe Höhe erreicht hatte, dann aber durch zu schnelles weiteres Aufsteigen abgedämmt und zur Änderung des Laufes gezwungen wurde — das verlassene Tal wurde dann mit dem Block weiter gehoben. Verf. beschreibt sodann einen vermutlich ähnlichen Fall in einem früheren Stadium aus dem Parowan Valley am Westfuß des Hochplateaus von Utah.

Milch.

C. L. Dake: The Hart Mountain Overthrust and associated Structures in Park County, Wyoming. (Journ. of Geol. 26. 45—55. 1 Fig. 1918.)

Verf. beschreibt aus den nördlichen Rocky Mountains eine mindestens 22 miles betragende Überschiebung, durch die massiger grauer carbonischer Kalk (Madison) über die ganze Sedimentfolge bis zum Tertiär hinübergeschoben ist; in dem gleichen Gebiet ist noch eine tiefere Überschiebung

festzustellen. Im Gegensatz zu anderen Forschern, die diese Überschiebung mit anderen der nördlichen Rocky Mountains zu einer einzigen gewaltigen Überschiebung vereinigen wollen, hält Verf. das Auftreten zahlreicher Decken nach Art des alpinen Baus für wahrscheinlicher. **Milch.**

R. T. Chamberlin and W. Z. Miller: Low-Angle Faulting.
(Journ. of Geol. 26. 1—44. 19 Fig. 1918.)

Während für starre Körper, die man einem gerichteten Druck aussetzt, Bruch vielfach unter einem Winkel von 45° gegen die Druckrichtung nachgewiesen wurde und als Regel angenommen wird, zeigt sich in der Natur vielfach ein geringerer Neigungswinkel der Überschiebungsflächen gegen die Horizontale (für die Blätter der geologischen Aufnahme der Vereinigten Staaten ergab sich nach C. K. LEITH ein Durchschnittswert von 36°), und die Flächen, an denen sich die gewaltigen Überschiebungen großer Gebirgsglieder vollzogen, weisen gewöhnlich einen ganz flachen Neigungswinkel auf, wie eine Zusammenstellung der wichtigsten, besonders der nordamerikanischen Überschiebungen zeigt. Von den Versuchen, die Ursache dieser Erscheinung experimentell zu begründen, werden besonders die Arbeiten von H. M. CADELL hervorgehoben, dem es 1890 gelang, die Verhältnisse der schottischen Überschiebung, Zerlegung der Massen durch eine große Zahl steil stehender Verwerfungen und nachfolgende flache Überschiebung im unteren Teile des Komplexes nachzuahmen. Der von den Verf. konstruierte Apparat unterscheidet sich von dem älteren wesentlich dadurch, daß an beiden Enden des länglichen Kastens durch verschiebbare Blöcke der Druck hervorgerufen werden kann.

Eine theoretische Betrachtung, für die P den Druck, ϑ den Winkel, unter dem er auf eine Ebene einwirkt, P_t die tangentiale und P_n die darauf senkrechte Druckkomponente bedeutet, zeigt, daß zwar der tangentiale oder scherende Streß längs einer gegen die Druckrichtung um 45° geneigten Ebene den größten Wert erreicht ($P_t = P \sin \vartheta \cos \vartheta$), gleichzeitig ist aber der als Reibungswiderstand dem Abscheren entgegenwirkende, rechtwinklig auf dem tangentialen stehende Streß ($P_n = P \sin^2 \vartheta$) sehr bedeutend. Durch Kleinerwerden des Winkels ϑ nimmt P_n schneller ab als P_t , daher bildet sich die Abscherungsfläche tatsächlich unter einem Winkel gegen die Druckrichtung, die kleiner als 45° ist; der Winkel der Abscherungsflächen kann aber nicht zu klein werden, da P_t damit überhaupt ein Druck zustande kommt, immer noch einen größeren Wert besitzen muß, als der Scherungswiderstand des Materials beträgt. Durch das Zusammenwirken dieser 3 Faktoren erklärt sich somit die Neigung der Scherungsfläche zwischen 30° und 40° , aber nicht die gewöhnlich nur $5-10^\circ$ betragenden Neigungen der großen Überschiebungsflächen. Ein weiteres Verflachen kann durch Unregelmäßigkeiten des Bruches infolge von Inhomogenität des Materials oder bei langsäulenförmigen Versuchskörpern durch vorangehende Krümmung hervorgerufen werden, doch

fallen diese Möglichkeiten für eine geologische Betrachtung kaum in das Gewicht. Die Hauptursache erblicken die Verf. in dem Auftreten eines Drehmoments bei der Deformation nach L. M. HOSKINS und C. K. LEITH: „Rotational strains are those in which the axes of strain are being constantly rotated with respect to the axes of stress during the deformation“ (p. 22). Die beiden nicht deformierten Ebenen des sich aus der Kugel bildenden Ellipsoides sind auch hier die Ebenen der stärksten Scherung, aber ihre Lage ändert sich in bezug auf die Richtung der einwirkenden Kraft: fehlt das Rotationsmoment, so sind die Scherungsebenen unter 45° gegen die Druckrichtung geneigt, im entgegengesetzten äußersten Fall (reine Scherung) ist die eine Ebene parallel der einwirkenden Kraft, die andere steht senkrecht zu ihr und Bruch tritt natürlich leichter in der zur Druckrichtung parallelen oder nahezu parallelen als in der steil zu ihr geneigten ein. Die Neigung der Bruchebene hängt von der Stärke des Drehmoments ab und liegt zwischen 45° und 0° ; sie wird außerdem noch, wie oben gezeigt wurde, in ihrer Lage durch die als Reibungswiderstand wirkende Druckkomponente P_n beeinflusst.

Die von den Verf. ausgeführten, ausführlich geschilderten Versuche zeigen, daß ein derartiges Drehmoment durch verschiedene, in der Erdkruste mögliche und wahrscheinliche Verhältnisse hervorgerufen werden kann: in homogenem Material durch jeden Vorgang, der den tangentialen Streß im oberen Teil einer in Verschiebung begriffenen Masse im Vergleich zu deren tieferen Teilen steigert, durch jeden Vorgang, der die Widerstandsfähigkeit der höheren Massen schwächt, ohne die der unteren zu verändern und schließlich durch jeden Vorgang, der den Widerstand der tieferen Teile steigert — bei inhomogenem Material kann die wechselnde petrographische Beschaffenheit und somit die wechselnde Widerstandsfähigkeit der einzelnen Gesteine Ursache für das Auftreten eines oder mehrerer der genannten Faktoren sein. Aufeinandertürmen der vom Schube erfaßten Massen in einem frühen Stadium bewirkt Ansteigen der vertikal wirkenden Schwere und in Verbindung mit dem horizontal wirkenden Schube somit eine unter die Horizontale geneigte Resultante, so daß eine um 45° gegen diese Resultante geneigte Bruchfläche immer noch weniger als 45° gegen die Horizontale geneigt sein würde. Milch.

Ir. N. Wing Easton: On some extensions of WEGENER'S Hypotheses and their bearing upon the meaning of the terms Geosynclines and Isostasy. (Verhandel. van het Geolog.-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Kolonien. Geolog. Ser. V. 113—133. Haag 1921.)

Indem sich Verf. auf den Boden der WEGENER'schen Auffassung stellt, daß die salischen Schollen in ihrer simatischen Unterlage schwimmend fortbewegt werden können, zeigt er, daß eine solche Scholle auch unabhängig von dem Vorgang der Denudation oder Sedimentation allein dadurch einer isostatischen Hebung oder Senkung unterliegen muß, daß

sie bei ihrer Wanderung in Ozeane von verschiedener Tiefe gelangt. So befindet sich nach dem archimedischen Prinzip bei Zugrundelegung bestimmter Zahlenwerte für die Dichte des Sal (2,8), Simas (2,9) und Meerwassers (1,03) die Oberfläche eines 100 km mächtigen Salblocks in einem Wasserbecken von 5000 m Tiefe 225 m über dem Meeresniveau, während sie bei einer Wassertiefe von 6000 m 420 m darunter zu liegen kommt. Auf diese Weise sollen nun die Ablagerungen der einzelnen sedimentären Systeme durch die Horizontalverschiebungen der salischen Massen bedingt sein und in den Schelfregionen (den Geosynklinalen) durch Abtragung des Hinterlandes, wie wieder kurz zahlenmäßig beleuchtet wird, auch sehr bedeutende Schichtmächtigkeiten erzeugt werden können.

Zeigen die Gedankengänge des Verf.'s bis hierher auf dem Grunde der WEGENER'schen Hypothese einen immerhin geschlossenen Aufbau, wobei es dahingestellt bleiben mag, wie weit seine Vorstellungen wirklich den einzelnen stratigraphischen Tatsachen gerecht werden, so muten aber doch seine weiteren Ausführungen ganz phantastisch an.

Ein Kontinent soll im allgemeinen mosaikartig aus größeren und kleineren salischen Blöcken zusammengesetzt sein, die im Lauf der geologischen Zeit von verschiedenen Seiten angetrieben sind und vielfach auch wohl den komagmatischen Regionen von H. S. WASHINGTON entsprechen. Der salische Urkontinent hat am Südpol gelegen, und von diesem sind dann ab und zu einzelne Schollen abgespalten und nordwärts gewandert, und zwar teilweise bis zum Nordpol, dabei das Becken des arktischen Meeres zwischen ihren Schelfen offenlassend. Die gegenwärtige Antarktis ist nur das Überbleibsel jener gewaltigen präkambrischen Landmasse. Die großen Bruchbildungen und Gebirgsfaltungen werden wesentlich auf die bei diesen Blockverschiebungen unvermeidlichen Zusammenstöße und die damit namentlich in den nachgiebigeren Schelfpartien verbundenen Pressungen zurückgeführt. Zu der mechanisch noch nicht genügend durchgearbeiteten Polflucht und Westwanderung der Kontinente müssen daher zur Erklärung dieser Vorgänge noch weitere Kräfte hinzugenommen werden, über welche indessen nähere Angaben nicht gemacht worden sind.

Die Entwicklung der Lebewelt soll im Laufe der Erdgeschichte weniger durch den Faktor Zeit, als durch die Wanderungen der Einheiten des salischen Mosaiks und ihre dadurch bedingten Klimaänderungen bestimmt sein. Insbesondere wird auch für verschiedene solche Einheiten eine unabhängige Entwicklung der menschlichen Rassen für möglich gehalten.

E. Tams.

Erdbeben.

1. **A. Sieberg**: Mitteilungen über Erdbeben im Jahre 1912. Herausgegeben von der Hauptstation für Erdbebenforschung, früher in Straßburg, zurzeit in Jena. 1920. 26 p. 7 Fig.

Nach dem Vorwort von O. HERKER bilden diese Mitteilungen über Erdbeben im Jahre 1912 die Fortsetzung der von der Hauptstation für

Erdbebenforschung in Straßburg herausgegebenen und bis zum Schluß des Jahres 1911 fortgeführten „Monatlichen Übersicht über die seismische Tätigkeit der Erdrinde“. Sie werden vorläufig der hohen Druckkosten wegen in beschränkter Zahl in Umdruck hergestellt. Die Mitteilungen über die Beben der folgenden Jahre werden in Kürze ebenfalls zur Versendung kommen. Wie die früheren Monatsübersichten werden auch die „Mitteilungen“ durch A. SIEBERG bearbeitet.

Die Figuren stellen dar: das Schüttergebiet des Erdbebens im Oranjestaat am 20. Februar, die Hauptschütterzonen der Erdbeben im Heklagebiet, Island, am 6. Mai, und im Poasgebiet, Costarica, am 6. Juni, das Erdbeben in Nord-Peru am 24. Juli, die Hauptschütterzonen der Erdbeben an der Nordwestküste des Marmara-Meeress am 9. August und in Georgien, Transkaukasien, am 12. Oktober, das Erdbeben in Mexiko am 19. November 1912, Japanische Erdbeben 1912 mit einer tektonischen Übersicht.

2. Mitteilungen der Deutschen Erdbebenwarten über die Aufzeichnungen der Beben vom 6., 7. und 20. September 1920. Hauptstation für Erdbebenforschung, früher in Straßburg, zurzeit in Jena. 2 p. 5 Taf. Okt. 1920.

3. A. SIEBERG: Einige vorläufige Ergebnisse der makroseismischen Untersuchung des Erdbebens in Toskana am 7. September 1920. 2 p. 1 Karte. Jena 1920. Liebisch.

Regionale Geologie.

Westalpen.

Albert Frauenfelder: Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. (Eclog. geol. Helv. 14. 247—367. Taf. 5—9. 1916.)

Die Arbeit behandelt das vom Luganer See durchzogene Stück der Tessiner Kalkalpen.

Permisch sind die dunklen Porphyrite mit ihren Tuffen. Rote Quarzporphyre treten in zwei langgestreckten Gangsystemen auf.

Die Trias ist recht vollständig entwickelt. Sie beginnt mit meist roten bis braunen Konglomeraten und Sandsteinen sowie Dolomiten der skythischen Stufe. Die Fossilien weisen auf obere Campiler Schichten. Mit der anisischen Stufe beginnt die Dolomitfazies im ganzen Gebiet des Luganer Sees. Die unteren dunkelbraunen bis schwarzen, gut geschichteten Dolomite vertreten die *Gracilis*-Schichten, die oberen, massigeren Partien entsprechen den Recoaro- und *Trinodosus*-Schichten. Diploporen sind überall häufig. Plattige, stark bituminöse, etwas sandige, 5 m mächtige Dolomite bilden die „Grenzbitumenzone“, die stratigraphisch noch der anisischen Stufe angehört. Das Bitumen, das in 20 Lagen von 2—10 cm Dicke auftritt, enthält 58 % organische Substanzen; der Rest ist vorwiegend Ton. Die Dolomite, zwischen denen diese bituminösen Lagen auftreten, zeigen

folgende chemische Beschaffenheit: CaCO_3 52,30 %, MgCO_3 43,58 %. Eisen, Ton, organische Substanz 4,12 %. In den bituminösen Lagen finden sich Reste von Wirbeltieren: 7 Arten von Fischen und *Mixosaurus Cornalianus* BASS. sp. Dieser primitive Ichthyosaurier, der im unteren deutschen Muschelkalk auftritt, geht also bis in die obere *Trinodosus*-Zone hinauf, der die Mollusken aus den Dolomiten aus der Grenzbitumenzone angehören (*Ceratites trinodosus* u. a., *Celtites Fumagalli* MAR., *Dinarites* cf. *Doelteri* MOJS., *Daonella Vaceki* KITTL, *D. Böckhi* MOJS., *D. Sturi* BEN. sp. u. a.). [Verf. schreibt sehr oft *Ceratitits* statt *-es*. Ref.] Bei Campione enthält der gleiche Horizont eine reiche Bivalvenfauna, die große Ähnlichkeit mit der ladinischen von Esino und der Marmolata aufweist; doch ist nach den Cephalopoden die stratigraphische Stellung des Schichtkomplexes tiefer.

Die ladinische Stufe beginnt im San Giorgiogegebiet mit hellen gebankten Dolomiten mit Hornsteinknollen und verkieselten Fossilien, über denen Dolomite, Breccien und Sandsteine folgen. Diese Gesteine (60 m) sind die Äquivalente der Buchensteiner Schichten. Die Wengener und Cassianer Schichten sowie der untere Teil der karnischen Stufe werden durch die „Meride-Kalke“ vertreten. Die unteren Meride-Kalke sind schwarze plattige Kalke und bituminöse Kalkschiefer (50—80 m) mit *Protrachyceras Archelaus*. Darüber folgt eine etwa 10 m mächtige, meist helle Dolomitmasse und dann die oberen Meride-Kalke (400—500 m), die fossilieer sind. Nördlich Campione ist die ladinische Stufe und das Unterkarnisch durch massige Dolomite (Schlerndolomit) vertreten, ähnlich am Salvatore, wo die Dolomite noch reiner, meist hellweiß gefärbt sind, 600 m Mächtigkeit erreichen und im untersten Sechstel eine Fauna führen, die mit der Marmolatafauna weitgehend übereinstimmt.

Die karnische Stufe (von der Zone des *Tropites subbullatus* aufwärts; die Zone des *Trachyceras aonoides* muß in den Meride-Kalken enthalten sein) ist durch das Auftreten von Gips, roten Mergeln und Sandsteinen charakterisiert. Bei San Giorgio beträgt die Mächtigkeit etwa 60 m, nördlich Campione etwa 40.

Die norische Stufe wird von Hauptdolomit gebildet. Dieser ist meist hell, grob gebankt, zuckerkörnig. Ein petrographisches Unterscheidungsmerkmal von den unteren Dolomiten gibt es nicht. Fehlen die Fossilien, so lassen sich die Dolomite nur nach ihrer Lage zu den Raibler Schichten richtig eingliedern. Versteinerungen des Hauptdolomits sind: *Worthenia Escheri*, *Gervillia exilis*, *Gyroporella vesiculifera*.

Verf. gibt eine vergleichende Tabelle für die Ausbildung der Trias in den von ihm untersuchten Tessiner Kalkalpen, in der Ostlombardei, in Graubünden (Lenzerhorn—Ducangruppe, Lischaaunagruppe, Münstertal), den Iberger Klippen, der helvetischen und der germanischen Trias. In der Ausbildung des Perms und der Untertrias zeigt die Westlombardei große Selbständigkeit. Am meisten Ähnlichkeit mit der östlichen Lombardei zeigt die Lenzerhorn—Ducangruppe. Für die anisische und ladinische Stufe gilt ziemlich das gleiche. Die west- und die ostlombardische Ausbildung sind verschieden, gehen aber ineinander über. Die karnischen Schichten

gleichen sich in der Westlombardei und im Engadin. Die Zonen gleicher Fazies laufen in diesem Falle also nicht O—W. Vielmehr ist in dieser Richtung der Wechsel größer als in der Richtung N—S. Der Hauptdolomit, in Südtirol und in den Bergamasker Alpen 1000—1200 m mächtig, ist im Gebiet des Luganer Sees und weiter westlich während der Rhätzeit oft bis auf Null reduziert. Im Engadin ist die Ausbildung derart, daß man ein einheitliches Ablagerungsbecken von den Nord- bis zu den Südalpen annehmen muß.

Im ganzen Aufnahmegebiet fehlt das Rhät. Der Lias ruht transgredierend auf der norischen Stufe. Sicheres Rhät findet man erst am Monte Bré.

Der Lias. Die Hettinger Stufe ist durch dunkle, oft dolomitische, tonreiche Kieselkalke mit Hornsteinen, braune Echinodermenbreccien und brecciöse Kalke vertreten. Diese Gesteine sind stellenweise reich an verkieselten Fossilien. Östlich des Sees treten Hierlatzkalke auf. Die Semur-Stufe zeigt z. T. eine Kieselkalkfazies, also eine Ausbildung, die derjenigen der Hettinger Stufe sehr ähnlich ist. An der Alpe del Generoso finden sich zahlreiche Einlagerungen von Echinodermen- und Kalkbreccien. Endlich tritt eine Hierlatzfazies auf: massige, ziemlich reine, muschelartig brechende, oft von Calcitadern durchzogene Kalke von meist weißer bis hellgrauer, auch wohl rot geflammter oder homogener roter Farbe. Die Charmouth-Stufe ist wenig mehr als 100 m mächtig. Die Ausbildung des Ammonitico rosso (Thouars- + Aalen-Stufe) ist in der ganzen Lombardei die gleiche. Es sind tiefrote Mergelkalke mit meist knolliger Struktur und Mergelzwischenlagen. Cephalopodensteinkerne sind häufig. Über dem Ammonitico rosso folgen Radiolarite (8 m) und dann Aptychenkalke (20 m) mit *Aptychus Beyrichi* OPP. Die Grenze der letzteren gegen die überlagernden schnee-weißen Kalkbänke der Majolica fällt wahrscheinlich ins Tithon. Die Majolica würde dann dem Obertithon, der Valendis- und der Hauterive-stufe entsprechen.

Tektonik. Die „Hauptverwerfung von Lugano“ trennt einen westlichen Komplex mit vorwiegenden vertikalen Krustenbewegungen von einem östlichen mit fast rein horizontalen. Sie verläuft im großen N—S, zeigt stellenweise einen unregelmäßigen, gebrochenen Verlauf und hat eine Sprunghöhe von etwa 1000 m. Im Westteil folgen von N nach S auf die Antiklinale Valtravaglia die Synklinale Valcuvia—San Salvatore, die Antiklinale Campo dei Fiori—Monte Arbostara und die Synklinale Varese—Induno—Viggù. Im Ostgebiet sind zu unterscheiden: die Randantiklinale Mendrisio, die Synklinale von Cragno, das Generosogebiet mit der Liasplatte Vista—Santa Agata und den Generoso-Antiklinalen, das Sighignola-gebiet und die randlichen Faltenbögen. Hervorzuheben ist die Blattverschiebung der Alpe di Melano.

Nach der Auffassung des Verf's. führte in der Miocänzeit eine nach N gegen die Wurzelregionen wirkende Pressung im Westgebiet zu vertikalen Ausweichungen der Schollen und steilen Überschiebungen. Im Ostgebiete lösten sich die faltbaren Liasmassen, z. T. wohl auch noch ältere Schichten,

an Mergelhorizonten von ihrer Unterlage los und wurden über dieser zusammengeschoben. In der älteren Periode des ostalpinen Deckenschubes trat in den lombardischen Alpen noch keine Faltung ein. Sie bilden den autochthonen Südrand der oberen ostalpinen Decke. Die vertikale Bewegung an der Hauptverwerfung von Lugano muß älter sein als die anderen Bewegungen.

Otto Wilckens.

W. Paulcke: Geologische Beobachtungen im helvetischen und lepontinischen Gebiet. (Geol. Rundschau. 6. 207—216. 1915.)

I. Verf. unterschied im Antirhätikon: Schieferdecke, Bündnerdecke, Klippendecke (?), Brecciendecke, rhätische Decke, ostalpine Decke. Die Bündnerdecke parallelisierte er mit der Niesendecke. Die Bündner--Niesendecke (von BECK Niesen--Habkerndecke, von ZYNDEL Prätigandecke genannt) ist vom Dauphiné (Zone der Aiguilles d'Arves) durch die Voralpen, die helvetische Klippenregion (Rozbreccie in der Mythengegend; der Flysch unter den Mythen ist nicht rein helvetisch, sondern z. T. exotisch) und Prätigau bis ins Unterengadiner Fenster zu verfolgen. In den Tauern liegen am Thor-Joch über dem Hochstegenkalk quarzitische Schiefer der Bündnerdecke und dann Breccien und Konglomerate der Bündner--Niesen- (und Breccien-?) Decke. Der Hochstegenkalk ist wahrscheinlich stark metamorphosierter Hochgebirgskalk.

II. In Innertkirchener Rötidolomit wurden folgende Fossilien gefunden: *Gervillia* sp., *Modiola pygmaea* MÜNST., *Nucula (Palaeoneilo) elliptica* GOLDF. sp., *N. oviformis* ECK, *N. strigilata* GOLDF., *N. strigilata-acutula* BITTN., *Cucullaea* (? *Macrodon*) *formosissima* D'ORB., *Myophoria vulgaris intermedia*, *Unicardium Schmidti* GEIN. sp. Der Fossilhorizont entspricht wahrscheinlich dem *Trigonodus*-Dolomit. Die „Zwischenbildungen“ sind somit wahrscheinlich Keuper.

Otto Wilckens.

A. Buxtorf: Aus der Talgeschichte der Via mala. (Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich. 64. 1919. „HEIM-Festschrift.“ 434—457.)

Der heutige, etwa 8 km lange Talweg des Hinterrheins auf der Strecke Zillis--Thusis fällt nur auf 900—1000 m mit alten Schluchtenbildungen zusammen. Alle alten Schluchten sind mit Moränen ausgefüllt, denen sich nur lokal fluvioglazialer Kies beigesellt. Die Entstehung der Schluchten fällt also in die Zeit vor dem endgültigen Rückzug des Gletschers aus dieser Gegend. Am tiefsten, nämlich so tief oder noch etwas tiefer als der heutige Rhein, ist die Schlucht A, die nach oben in den alten Talweg Zillis--Reischen, nach unten in den von Rongellen--Überrolla übergeht. Die weniger tiefe Schlucht B zeigt sich unterhalb der ersten Brücke auf etwa 800 m Erstreckung. Die Schlucht C liegt in der Gegend der Einmündung des Summapunttobels und hat mehr lokalen Charakter. Die Schlucht D stellt die erste Abflußrinne ins verlorene Loch (an Stelle

der älteren Rongellen—Überrolla) dar. Die Schluchtbildung ist wohl in die Interglazialzeiten zu verlegen. Die spätere Ausfüllung der Schluchten mit Moränenmaterial war so gründlich, daß der Fluß sich zweimal fast ganz neue, epigenetische Klammern aussägen mußte. „Der größte Teil des heutigen Rheinbettes ist eine Neuschöpfung aus postglazialer Zeit.“

Otto Wilckens.

A. Buxtorf: Die Lagerungsverhältnisse der Gneislamelle der Burgruine Splügen (Graubünden). (Verhandl. Nat. Ges. Basel. 30. 281—288. 1919. — Auch *Eclog. geol. Helv.* 15. 471—472. 1920.)

Der Gneis der Burgruine von Splügen ist von HEIM und von WELTER geschildert worden. Verf. fand westlich des Hügels der Burgruine einen Felskopf, an dem der Gneis eine Gewölbestirn bildet, die von Triasdolomit und Bündnerschiefer überlagert wird und unter die Bündnerschiefer einfällt. Der Bündnerschiefer über dieser Gneisfalte fällt unter den Burgruinengneis ein, der seinerseits ebenfalls stirnförmig überlagert und von Bündnerschiefer umhüllt wird. In der Rheinschlucht ist eine Triasmasse zwischen Gneis aufgeschlossen, die wohl nur als verkehrte Mulde gedeutet werden kann. Als wahrscheinlichste Interpretation der ganzen Lagerungsverhältnisse ergibt sich die Deutung, daß es sich um eine überliegende, nach S in die Tiefe tauchende Stirn handelt, wobei die untere Gneismasse als sekundäre Stauchung erscheint. ZYNDEL und STAUB haben den Burgruinengneis in seiner Fortsetzung nach SW zu ins Liegende der Tambomasse gestellt und angenommen, daß er sich dieser schließlich angliedert. Auf ein derartiges Weiterstreichen des Gneises hatte schon früher WILCKENS aufmerksam gemacht. Nach HEYDWEILER kommen in den untersten Teilstirnen der Tambomasse dünne Gneislamellen vor. ROTHAAAN'S Annahme, daß der Burgruinengneis zu seiner Saferdecke gehöre, ist abzulehnen.

Otto Wilckens.

Arnold Heim: Über Arbeitsmethoden schweizerischer Alpengeologen. (Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich. 64. 1919. „HEIM-Festschrift.“ 159—178.)

Berührt werden das topographische Skizzieren, die photogrammetrische Aufnahme, das Zeichnen im Gebirge, das Photographieren, die Aufnahme geologischer Spezialprofile, die Feldausrüstung, graphische Hausarbeiten, Reliefs, Drucklegung. Viel von dem, was Verf. anführt, ist aber doch nicht Spezialität der schweizerischen Alpengeologen, sondern wird auch in anderen Ländern und in anderen Gebirgen angewandt.

Otto Wilckens.

A. Buxtorf: Über die tektonische Stellung der Schlieren- und der Niesen-Flyschmasse. (Verhandl. Nat. Ges. Basel. 29. 270—275. 1918.)

Die Schlierenflyschmasse ist eine den helvetischen Decken aufruhende Überschiebungsmasse. Ihre Unterlage bilden in der Regel die helvetischen obereocänen Stadschiefer. Darüber folgt Wildflysch mit kristallinen Exotocis, Linsen und Schichtpaketen mesozoischer Sedimente (Trias, Jura, Neocom) und Zügen von Leimernschichten (Turon und ein Äquivalent der Couches rouges). In dem untersten Wildflysch finden sich verschürfte Linsen von Assilinengrünsand, *Complanata*-Kalk und Pectinidschiefer aus der Wildhorn—Drusbergdecke. Auf den verkneteten Wildflysch folgen 100—300 m Fucoidenschiefer (Schlierenmergel) und 600—800 m obereocäne, oft brecciöse bis fein konglomeratische „Schlierensandsteine“. Die ganze Schichtfolge, vom Wildflysch an, ist also eine einheitliche Eocänserie. Bei Gsteig finden sich als Liegendes des Niesensandsteins Triasdolomit, -schiefer und -quarzit, sowie grüne Casannaschiefer. Die Paßzone führt in dieser Gegend typische Wildflyschgesteine, von denen der Niesensandstein ganz unabhängig ist. Daher muß die Niesenmasse eine höhere tektonische Einheit sein als die Schlierenmasse. Der subalpine Wildflysch und die in ihm vorkommenden mesozoischen Einschlüsse am Alpenrande zwischen Thunersee und Pilatus sind die Fortsetzung der äußeren und der inneren Zone der Voralpen. Der Sammelname „Niesen—Habkerndecke“ (BECK) muß aufgegeben werden. Auch „Habkerndecke“ und „Schlierendecke“ entfallen; denn beide sind nichts anderes als Decke der inneren Voralpen. Der Niesendecke gehört nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse in den Voralpen nur die Niesenkette an.

Otto Wilckens.

H. Preiswerk: Die zwei Deckenkulminationen Tosa—Tessin und die Tessiner Querfalte. (Eclog. geol. Helv. 16. 485—496. Taf. IX. 1921.)

Im Maggiatal sinkt der Antigoriogneis mit starkem Axialgefälle ostwärts unter den Maggialappen (früher „Sambucodecke“). Die Grenzlinie zwischen Antigoriogneis und Maggialappen läuft im Vergeletttotal nach SSW auf Domo d'Ossola. Der Antigoriogneis verbindet sich an der Oberfläche nicht mit dem Tessinergneis. Der mit dem Antigoriogneis zusammenhängende Gneis des Campotales vereinigt sich in der Rovalekette mit dem Leonegneis. Wahrscheinlich vereinigt sich die Fortsetzung des Maggialappens im Ossola mit der Wurzelzone der Bernharddecke bei Villa d'Ossola. Der Antigoriogneis des Simplongebietes steht durch den Bavonagneis, den Cevio-Cerentinogneis und den Gneis des Valle di Campo mit dem hangenden Leonegneis in ununterbrochener Verbindung. Die riesige Granitmasse im Bavonatal entspricht den vereinigten Leone- und Antigoriodeckenstirnen, die im Westen durch Mesozoicum und Paragneise der

Lebendundecke getrennt werden, die aber von Bosco aus ostwärts verschwinden. Die unteren penninischen Decken I und III bilden im Osten eine einheitliche Decke, die Leone—Antigoriodecke. Diese Decke sinkt nach Westen, Süden und Osten in die Tiefe und wird von der Decke IV (St. Bernhardsdecke) überlagert, bezw. vom Maggialappen, der also zu Decke IV gehören muß, ebenso wie der Lebendgneis, der mit dem Maggialappen zu vereinigen ist. D. h. Decke II und IV sind eins und der Lebendgneis ist nur eine Einwicklung der höheren Bernhardecke zwischen die Falten der tieferen Massivlappen. Die Simplontektonik wird also dahin vereinfacht, daß nur zwei Hauptdecken vorhanden sind: die Leone—Antigoriodecke (wesentlich granitischer Natur) und die St. Bernhardecke, vorwiegend Paragneise, mit Berisalgneis, Maggialappen und Lebendgneis.

Nach der bisherigen Auffassung galt der Verampiogranit im Tosatal als tiefstes tektonisches Glied. Über dem Maggialappen, der den Antigorigneis überlagert, würde der Ruscadagranitgneis folgen, darüber die Paraschiefer des Campo-Tencia-Lappens, und darüber der Granitgneis des Pizzo Barone und der Verzascagranit. Letztgenannte Massen wären also die oberste Decke des oberen Maggiagebietes.

ARGAND betrachtet die Tenciadecke als die tiefere, den Maggialappen als die höhere Decke. Das ist die Reihenfolge bei Campolungo, während die umgekehrte Reihenfolge bei Fusio eine anormale sein würde. HENNY hat die umgekehrte Auffassung der Sache. ALB. HEIM hat („Geol. d. Schweiz“) den Lebendgneis, Maggialappen und Tencialappen zu einer „Tessiner-decke“ vereinigt. Verf. kommt nunmehr zu folgenden neuen Ergebnissen:

Zwischen Maggia- und Tessintal hat der Tessinergneis eine muldenförmige Lagerung. Darauf liegen, wenigstens im Norden, die Paragneise des Campo-Tencia-Lappens, darüber der „Verzascagranit“, der mit dem Granitgneis des Pizzo Barone und Pizzo Antimonio identisch ist. Dann folgt der „Vogornogneis“, der sich westlich um den Verzascagranit herum mit dem Ruscadagneis vereinigt. Es ist somit anzunehmen, daß im Tessingebiet eine große Querfalte vorhanden ist, deren Antiklinalcharnier in der Granitmauer zwischen Mte. di Giove und Pizzo di Ruscada liegt, deren Verkehrtshenkel durch den Campo-Tencia-Lappen und den Ruscadagneis gebildet wird, und deren Kern der Verzascagranit ist. Die östliche Fortsetzung dieses Kernes ist der Simanogneis. Beide entsprechen tektonisch dem Verampiogranit. Der Tessinergneis bildet den Muldenchenkel der Querfalte, der Maggialappen den Muldenkern. Die Vortreibung der Querfalte beträgt 20—30 km.

Die Aduladecke, die auf den Simanogneis folgt, muß nach dieser Auffassung dem Vogorno- und Ruscada- und somit auch dem Tessinergneis und Leone-Antigorigneis entsprechen, die Tambodecke der Gr. St. Bernhardsdecke, desgl. die Valserschuppen.

Otto Wilckens.

Wassil G. Radiff: Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). (Eclog. geol. Helv. 13. 485—533. Taf. XIV, XV. 1915.)

Das untersuchte Gebiet liegt zwischen dem Langensee im Osten, dem Melezatal im Norden und der italienischen Grenze im Süden. Der Arbeit ist eine geologische Karte 1:25 000 beigegeben.

Die Gesteine des Gebietes sind: Injektionsgneise mit Pegmatit- und Quarzlagern, Amphibolite, Peridotit und Serpentin, Marmore, Gips, Glimmerquarzit, Quartärbildungen.

Abgesehen vom Quartär treten die Gesteine in Zonen auf, die WSW—ONO streichen. Diese Zonen sind:

1. Melezza-Zone (1. Gneiszone): Gneis mit Pegmatiten, Amphibolit. Mächtigkeit 1800 m.
2. Suolo-Dorca-Zone (1. Marmorzone): Marmore, Amphibolit, dünn-schieferiger Gneis. 60 m.
3. Remo-Zone (2. Gneiszone): Gneis, auf beiden Seiten mit Amphibolit abschließend, der im übrigen sehr spärlich ist. 200—250 m.
4. Marmor-Glimmerquarzit-Zone. Im Norden die beiden genannten Gesteine und Gips, in der Mitte Glimmerquarzit, am Südrand Marmor und Amphibolit. 800 m.
5. Pizzo Leone-Zone (3. Gneiszone): Gneis und Amphibolit. 250 m.
6. Cortugna-Zone (2. Marmorzone): 20—25 m, stellenweise aussetzend.
7. Basische Zone, Amphibolit, Peridotit, Serpentin, am Südrand Gneis. 1000 m.
8. Ascona-Gridone-Zone (3. Marmorzone). 70 m.
9. Brissago-Zone (4. Gneiszone): Gneis mit viel Amphibolitlagen. 3000 m.

Gesteinsbeschaffenheit.

Die Gneise sind Injektionsgneise, nämlich ursprüngliche Biotitquarzite, die gefaltet, geschuppt und injiziert wurden. Sie sind lichtgraue bis graubraune, mittel- bis grobkörnige Biotit-Muscovitgneise. Mineralbestand: Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Albit-Andesin, Muscovit, Biotit, Chlorit, Hornblende, Zoisit, Epidot, Sillimanit, Staurolith, Granat, Turmalin, Apatit, Magnetit, Pyrit, Zirkon, Titanit, Rutil, Graphit. Die Pegmatite treten als Lager und Gänge auf.

Die Amphibolite lassen sich in ihren verschiedenen Varietäten auf einen Grundtypus zurückführen, einen Hornblende-Diabas. Flaserige Varietäten führen hinüber zu den eigentlichen Amphiboliten, die kristallisations-schieferige Textur besitzen. Die Amphibolite, die zwischen den Gneisen höherer Injektion vorkommen, sind kontaktmetamorphe Abänderungen der dynamometamorphen Typen. In der großen Amphibolitzone zeigen sich Kontaktbänder von 1—2 m Mächtigkeit, in denen zwischen die Amphibolitlagen fast rein quarziges oder pegmatitisches Material eingedrungen ist. Die Kontaktbänder selbst bestehen hauptsächlich aus basischem Plagioklas und Granat.

Der Peridotit der basischen Zone wird durch Amphibolitlagen in drei Teile geteilt, die große Zertrümmerung, Quetschung und viele Rutschflächen aufweisen. Der Peridotit ist licht gelbgrüngrau bis tiefgrau. Seine Textur ist massig. Hauptgemengteil ist Olivin. Augit, Hornblende und Biotit sind meist untergeordnet vorhanden. In den oberen und östlichen Teilen ist der Peridotit am stärksten serpentiniert.

Die Marmore erscheinen als langgestreckte, plattgedrückte Linsen. Sie sind mittel- und feinkörnig, auch dicht. Die Farben sind grau, weiß, licht rosa, gelblich weiß. Der Olocaromarmor ist schön geflammt. Es gibt quarzfreie und quarzreiche Varietäten. Als Nebengemengteile kommen sulfidische und oxydische Eisenerze vor, als Übergemengteile Plagioklas, Epidot, Biotit, Muscovit, Tremolit, Diopsid, Titanit, Graphit, Turmalin. Viele Marmorschichten werden von Amphibolitlagen begleitet. Auch finden sich Zwischenlagerungen von dünnschieferigen Gneisen.

Die Glimmerquarzite sind feinkörnig, grau bis graubraun, meist stark gefältelt. Quarz ist Hauptgemengteil, daneben Biotit oder Muscovit. Auffallend ist das reichliche Auftreten von Turmalin.

In der Marmor-Glimmerquarzit-Zone kommt eine 5 cm mächtige Lage von weißem Gips vor.

An der Arbeit werden folgende neuen, von L. HEZNER ausgeführten Gesteinsanalysen mitgeteilt:

	1.	2.
Si O ₂	46,29	42,83
Ti O ₂	1,84	—
P ₂ O ₅	0,46	0,06
Al ₂ O ₃	14,54	2,12
Fe ₂ O ₃	3,66	1,84
FeO	7,05	5,71
MnO	0,24	0,16
CaO	12,17	1,82
MgO	9,18	43,12
K ₂ O	0,45	Cr ₂ O ₃ 0,63
Na ₂ O	2,37	NiO 0,92
H ₂ O (unter 110°) . .	0,03	0,10
Glühverlust	1,48	0,63
Sa.	99,76	99,94
s = 3,06		s = 3,31

1. Hornblende-Diabas. Valle del Boschetto.

2. Peridotit. Valle di Capolo.

Für die Stratigraphie ist die Vergesellschaftung der Marmore und Amphibolite von Wichtigkeit. Die Gesteine, die später zu den Injektionsgneisen wurden, sind am ältesten. Dann erfolgte der Erguß der Diabase. Hierauf die Bildung der Marmore. Dann wurden die Glimmerquarzite gebildet. Die Intrusion des Peridotits ist noch jünger. Die Injektion ist jung, denn die Pegmatite sind nicht geschiefert. Sie sind Apophysen

einer nicht sichtbaren Granitintrusion. Weil Carbon und Perm immer leicht kenntlich, nimmt Verf. an, daß die Gneise untertriadisch wären. Dies ist aber wenig wahrscheinlich, weil die Diabasergüsse dann auch in die Trias fallen würden.

Der tektonische Habitus des Gebietes ist der eines Wurzellandes. Die Gneise sind als Deckenwurzeln zu betrachten. Was Verf. als Melezza- und als Remo-Zone bezeichnet, pflegt als „Sesia-Zone“ zu gehen, die Marmor-Glimmerquarzit- und die Pizzo Leone-Zone als „Zone des Canavese“, die Brissago-Zone als „Strona-Gneise“. Die basische Zone würde der „Ivrea-Zone“ entsprechen. Die Melezza-Zone ist wahrscheinlich Wurzel der Gr. St. Bernharddecke, die Remo-Zone die der Mte. Rosa, die Pizzo Leone-Zone die der Dent Blanchedecke.

Otto Wilckens.

Staub, R. und J. Cadisch: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. (Ecl. Helv. 16. 1921. 224—285.)

Cadisch, J.: Geologie der Weißfluh-Gruppe, Graubünden. (Beitr. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 49. Bern 1921.)

Paréjas, E.: Géologie de la Zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges. (Mém. d. l. soc. de physique et d'hist. nat. de Genève. 1921. 39. 365—442. 1 Taf.)

Richter, Max: Über den Zusammenhang der Säntis—Churfürsten-Gruppe mit dem Bregenzerwald. (Verhandl. Geol. Bundesanst. Wien 1922. 82—86.)

Ostalpen.

H. Mohr: Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz (Niederösterreich). (Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-nat. Kl. 98. 141—163. Mit 1 Taf. u. 1 Kartenskizze.)

Die Studien des Verf.'s am Nordostsporn der östlichen Zentralalpen (siehe Ref. dies. Jahrb. 1911. I. -274-, -472-; 1916. II. -223-, -225-) zeigen bei Vöstenhof ein isoliertes Vorkommen einer von Gesteinen mit einfacher Grauwackenmetamorphose umschlossenen, linsenförmigen Masse von ausgesprochen altem Habitus: Gneise, glimmerschieferähnliche Gesteine und Amphibolite; ihre Umgrenzung ist scharf und tektonisch, d. h. durch Bewegungsflächen bedingt. Südlich von dem Altkristallin liegen Grauwackenschiefer (Sericitgrauwacken, Sericitschiefer etc.; d. s. die Silbersberggrauwacken des Semmeringgebietes); nördlich von ihm, und zwar im Hangenden liegen Grünschiefer, graue Phyllite, Porphyroide, Quarzitschiefer, grünlichviolette, von den Werfener Schichten sich erheblich abhebende Schiefer. Das Hangende dieser Serie und z. T. auch direkt das Hangende des Altkristallins ist eine tektonische Mischungszone, deren sehr gemischte Zusammensetzung keinerlei Gesetzmäßigkeit hat. Der Angelpunkt ihrer

Tektonik ist der Florianikogel: Silurkalk, rote, grünliche, kieselige Schiefer von Radiolaritcharakter, Werfener Schichten, Triaskalk, Grauwackenschiefer. Ein wichtiger Horizont ist der Verrucano, der eine violettrote, in der Regel stark verquarzte Breccie oder ein Konglomerat ist. Als Komponenten des Konglomerates sind Porphyroide, rote Kieselschiefer (Silur?), Grünschiefer und andere Gesteine der Grauwackenzone vorhanden. In der Mischungszone sind die Werfener Schichten sehr mannigfaltig; die zahlreichen Rauchwackenhorizonte stehen mit Verschiebungsflächen, Diskontinuitätsflächen mit grobmechanischer Zerrüttung in Verbindung. Die auf den Werfenern liegenden Triaskalke sind oft in Keile und Klötze aufgelöst, die in Werfener und Rauchwacken eingewickelt sind.

Daß die alkristalline Insel von Vöstenhof kein nur passiv mitbewegter Körper (exotische Scholle) ist, zeigt schon ihre bedeutende Ausdehnung und Masse. Rein oberflächlich betrachtet, ist sie eine linsenförmig erscheinende Masse, deren Streichen aus O—W in das Grauwackenstreichen SW—NO allmählich übergeht. Es sind auch deutliche Anzeichen einer sattelförmigen Aufwölbung vorhanden. Aber es ist keine einfache Aufwölbung, denn die Gesteine des Rahmens, die Grauwackenmetamorphose zeigen, entsprechen sich im S und N des Altkristallin nicht. Die Gesteine der Insel sind Gneise und Amphibolite (beide reichlich aplitisch injiziert), etwas Serpentin, Talk und Spuren unreinen Marmors. Verf. beschreibt Aplitgneis (mechanisch gering beeinflusst), Hornfels (Gesteine vom Typus feinkörniger Gneise), porphyrische Granatgneise (Augengneis), in Muscovit-schuppengneis übergehend, Mylonit von Granitgneis, Amphibolite, Serpentin (mit Maschenstruktur, die durch Adern eines sehr feinkristallinen schwarzen Erzes erzeugt wird).

Anhangsweise beschäftigt sich Verf. auch mit den Gesteinen der Grauwackenzone; er beschreibt feinkörnige Grauwacken (an deren Ausgangsmaterial der Detritus eines Massengesteins in hervorragender Weise beteiligt war), Grünschiefer (aus einem basischen Massengestein oder dessen Tuff hervorgegangen). Besonders wichtig ist der Nachweis von Radiolarien in den silurischen Kieselschiefern, die z. T. schon unter der Lupe ihre Radiolaritnatur zeigen; die Mehrzahl der Exemplare gehört zu den Liosphaerida (wahrscheinlich Cenosphaera). Die Radiolarienfauna zeigt beachtenswerte Beziehungen zu jener aus den präcambrischen Kieselschiefern der Bretagne und der devonischen von Tamsworth. Somit ist dem Verf. der erste Nachweis von Radiolarien im ostalpinen Paläozoicum gelungen.

Im Gebiete der Vöstenhofer Felsarten ist es schwierig, reinlich zwischen den Vorgängen der rückschreitenden Metamorphose und der Verwitterung zu trennen. So ist Chlorit neben Biotit als Ergebnis der letzteren fraglich, die Chloritisierung von Granat aber geht wohl nur unter dem Einfluß statischer und dynamischer Veränderung ohne die Mitwirkung der Atmosphärien vor sich. Verf. betrachtet den Granatgneis der Vöstenhofer Masse als ein sehr altes Gestein; seine Vergneisung wird mit den Apliten, die im engeren Kontakt Hornfelse erzeugten, in Zusammenhang

gebracht. Dieser vorschreitenden Metamorphose folgt ein Akt von rückschreitender (in den Apliten Entmischung der Feldspäte und Chloritisierung der Biotite, in den anderen Gesteinen chloritischer Zerfall von Granat und Hornblende). Vermutlich geht diese rückschreitende Metamorphose mit der vorschreitenden in den Grauwackengesteinen, d. h. mit der Grauwackenmetamorphose Hand in Hand. Der Gang der Metamorphose im Wechselstock und um Vöstenhof ist daher gleichsinnig. Im Wechsel ist der ältere Aufbau prä-, der Umbau der Metamorphose posttriadisch. Aus den Porphyroidgeröllen im Verrucano muß geschlossen werden, daß die phyllitische Metamorphose der Grauwackenzone älter als Untertrias ist. [Ref. bemerkt: Derselbe Schluß ergibt sich aus dem Transgressionsverband der Kalkalpen mit der Grauwackenzone zwischen Inn und Salzach, woher Aufbereitung von Grauwackenphylliten im Basalkonglomerat der Trias bekannt ist, ebenso auch aus dem an der ganzen Grenze von Kalkalpen zur Grauwackenzone beobachtbaren scharfen Schnitt in der Metamorphose. Es ist dazu nur eine Parallele, daß auch der Bau der Grauwackenzone in seiner Anlage, z. B. in der Stellung des erzführenden Kalkes, wie F. F. HAHN festgestellt hat, vortriadisch ist.] MOHR kommt zum folgenschweren Schluß, daß das bisher von vielen Forschern als permisch angenommene Alter der Porphyroide (= sog. Blasseneckgneis) nicht aufrecht zu erhalten ist. [Ref. bemerkt: Für die Innentektonik der Grauwackenzone hat dies keine grundstürzende Folgen; wohl aber ist dadurch ein neues Element der Unsicherheit in die nur auf petrographischen Analogien beruhende Gliederung der unteren Schieferhülle der Tauern gekommen. Ref. hat in seiner Geologie von Steiermark die Gruppe der Porphyroide unter die „altersunsicheren paläozoischen Gesteine“ gestellt.]

In einem Abschnitt „Rückblicke“ kommt Verf. zu wichtigen Feststellungen. Die der UHLIG'schen Radstädter Stratigraphie angepaßte Gliederung des Semmeringmesozoicums ist revisionsbedürftig. Dadurch daß die angeblichen Jurakalke in eine untere Triasreihe zu stehen kommen, ergeben sich nicht mehr Inversionen, sondern normal liegende Serien: Werfener Schichten — Rauchwacke — gutgebankte bis geschieferte Kalke usw. Trotz gewisser Ähnlichkeiten mit dem Südrande der Kalkalpen hindert der Faziesgegensatz, an eine antiklinale Brücke vom Semmering zu den Kalkalpen zu denken. — Über dem Semmeringmesozoicum liegen Pflanzencarbon und Quarzite überstürzt; darüber folgen Grünschiefer und Magnesite, dann die Silbersberggrauwacke, die vermutlich das stratigraphische Liegende des Carbons ist. Aus der Zone der Silbersberggrauwacken und Quarzphyllite taucht die Vöstenhofer Insel heraus. MOHR fragt: „Könnte etwa Vöstenhof ein Vorposten der böhmischen Masse sein, die hier tief in den Alpen unter Grauwackenbedeckung zum Vorschein kommt?“ [Ref. bejaht diese Frage hinsichtlich der Verhältnisse westlich und südwestlich von Graz.] Eine weitere Frage ist es, ob die Gesteine mit Grauwackenmetamorphose auf den alten Felsarten wurzeln oder überschoben sind. Schließlich stellt Verf. fest, daß die Gesamtheit der Störungen auf Bewegungen in N—S hindeutet. [Verf. kommt so zu einem Schluß, den

der Ref. — dies Jahrb. 1915. I. -56- — als gangbaren Weg erkannt hat. Verf. hat somit dem „starren Schema der Deckentheorie“ den Rücken gekehrt. Vielleicht wird man sich in den nächsten Jahren das Staunen — siehe eine neue deutsche, allerdings der alpinen Geologie sehr ferne stehende Schrift — darüber abgewöhnen, daß noch immer von ost-alpiner Seite der Deckentheorie Opposition gemacht wird.]

Fr. Heritsch.

W. Hammer: Über die granitische Lagermasse des Acherkogels im vorderen Ötztal und ihre Tektonik. (Verh. d. geol. Staatsanst. in Wien. 1921, 62—74. Mit 1 Kartenskizze und 2 Profilen.)

Die Lagermasse hat eine streichende Erstreckung von wenigstens 18 km. Es ist Granodiorit, der in Schiefergneisen liegt. Diese sind Biotit-plagioklasgneise mit ausgezeichneter Kristallisationschieferung, die nur teilweise und schwache postkristalline Kataklyse haben und strichweise Neubildungen von Albit erfuhren. Sie gehen in Glimmerschiefer über. Einlagerungen von Amphibolit sind häufig. Auf der Nordseite des Granodiorites liegen in den Schiefergneisen stark verschieferte Granitgneise in Form von Augen- und Flasergneisen. — Das Streichen ist bei durchaus sehr steiler Lagerung in O—W gerichtet. Das Intrusivgestein ist parallel den Schieferungsflächen eingeschaltet. Verf. bemerkt als allgemein gültig für Westtirol, daß die Ränder der Granitgneise in den Schiefergneisen oft tektonische Fazies haben; am auffallendsten ist dies bei den Granitlagern in den Phylliten, welche oft gänzlicher Mylonitisierung unterliegen. Eine Breitenanschwellung des Granodioritlagers ist auf eine Knickung und gleichzeitige Anstauung infolge einer O—W-Bewegung zurückzuführen; als seitliche Gleitbahnen dienen steil aufgerichtete Schichtflächen, Mylonitbildung fehlt.

Fr. Heritsch.

W. Hammer: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). (Jahrb. d. geol. Staatsanst. in Wien. 1918. 205—258. Mit 10 Textfig. u. 3 Profiltafeln.)

Der Phyllitstreifen am Nordrande der Zentralalpen erlangt im Gebiete von Landeck größere Breite und sogar (Venetberg) orographische Selbstständigkeit. Im Phyllit treten als selbständige Einlagerungen Granatphyllite, Glimmerquarzite, Glimmerschiefer, feldspatführende Phyllite, Albitchloritschiefer, Hornblendeschiefer, Amphibolite, Muscovitgranitgneise vor. In das Liegende vollzieht sich aus den Phylliten ein allmählicher Übergang in eine Zone von Glimmerschiefer und Phyllitgneis, in der als sehr charakteristische Gesteinsart Feldspatknötengneise (große Individuen von Albit in Quarzfeldspatgewebe) auftreten; auch Orthogneise gibt es (nur Druckschieferung und Mylonitisierung), die keine ursächliche Beziehung zu den posttektonisch gebildeten Albiten der Knötengneise haben.

— In den der Phyllitzone benachbarten Teilen der Ötztaler und Silvretta-masse sind Biotitplagioklasgneise das verbreitetste Glied; dazu kommen Orthogneise, Amphibolite, Granatglimmerschiefer mit Cyanit und Staurolith.

Im unteren Pitztal (bei Steinhof) liegt eine wahrscheinlich zur Ötz-masse zu stellende Schuppe von Gneis gegen Norden auf den Phyllit aufgeschoben (BLAAS' Pitztaler Überschiebung) und von ihm durch Mylonit getrennt; diese im Streichen bald aufhörende Schuppe trägt im Süden eine regelmäßige Auflagerung von Phyllitgneis und Phyllit. — Im Phyllit fand Verf. Gänge von Diabas, im Glimmerschiefer ein Ganggestein (Analyse vorhanden!), das Verf. als Diabas bezeichnet, aber mit den Spessartiten vergleicht. — Der Phyllit steht in Transgressionsverband mit dem Verrucano, der nicht nur am Rande der Kalkalpen, sondern auch im Phyllitgebiet in Schuppungsflächen liegt.

Im ganzen Bereich der Phyllitzone fallen die Gesteine steil gegen Süden ein. Es herrscht die überstürzte Folge (ganz allgemein, ohne Rücksicht auf Komplikationen im Detail): Verrucano—Phyllit—Zone der Phyllitgneise—Gneis. Die Folge Trias der Kalkalpen—Verrucano ist nirgends auf längere Strecken zusammenhängend, sondern wie der Verrucano am Phyllitrand in linsenförmige Partien zerteilt, stellenweise angeschopt. Phyllit ist auch stellenweise zwischen Verrucano und Buntsandstein geschoben. Das sind die Schubflächen an der Basis der Lechtaler Kalkalpen.

Der Gneis der Ötzmasse ist auf die Phyllite aufgeschoben, wobei diese im Grenzsaum hochgradig mylonitisch sind, ebenso wie die an der Schubfläche liegenden Ötzgneise. Der Ötztaler Schubrand zieht südlich des Pillertales durch in den Gneisrand der Südbegrenzung des Bündnerschieferfensters im Unterengadin. Aus dem dem NO-Ende des Fensters nächsten Gebiet spaltet eine große Störungsfläche ab, welche die Silvrettagneise von den nördlich vorliegenden Phyllitgneisen trennt; in dieser Störung sind Schollen von Trias und Verrucano eingezwickelt. [Ref. betont die Wichtigkeit dieser Feststellungen HAMMER's; sie zeigen, daß sich die Strukturlinien des Unterengadiner Fensters gegen NO fortsetzen.]

Die Reihe Phyllit—Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer—Gneise hält HAMMER für eine stratigraphische; nur die in dieser Region durchschneidenden Schubflächen haben scharfe Grenzen geschaffen.

Ein besonderer Abschnitt ist der *Gesteinsdeformation* gewidmet. Die schon früher vorhandene Paralleltextur der Granitgneise wird in die Form von flaserigen Gneisen übergeführt. An den Schubflächen der Phyllite und am Ötztaler Rand drängen sich die klastischen Umformungen vor. Am Rand des Bündner Schiefer sind Bildungen von der Art der QUENSEL'schen Ultramylonite vorhanden, nämlich dort, wo Bewegungen größten Ausmaßes auf den engsten Raum konzentriert sind. An Granitgneisen im Phyllit ist selektive Druckmetamorphose zu beobachten: der Granitgneis ist zu Mylonit geworden, die ihn begleitenden Phyllite haben auf dieselbe Beanspruchung nur durch Gleitung in der feinen Schieferung unauffällig reagiert. Die Granitgneise spielen dieselbe Rolle

wie Porphyroblasten von Feldspat etc. im Glimmergewebe, welche auch kataklastisch reagieren. Die mylonitischen Granitgneise sind gewissermaßen die empfindlichen Indikatoren, welche die Durchbewegung der ganzen Region anzeigen.

Fr. Heritsch.

A. Winkler: Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliocäns. (Jahrb. d. geol. Staatsanst. in Wien. 1921. 71. 1—50.)

Die obersarmatischen Bildungen (siehe Ref. dies. Jahrb. 1916. I. -251-) zeigen in den höheren, aber nicht in den höchsten Lagen in einer Einschaltung von Schotterlagen das Anzeichen einer Regression (vergleichbar der mäotischen Stufe HOERNES' bei Ödenburg), welche die Trockenlegung eines großen Teiles der steirischen Bucht beweist. Die höchsten sarmatischen Bildungen gehen kontinuierlich in das Ponticum über. In die Regressionsphase des Obersarmat fällt Tiefenerosion und Zerschneidung der obermiocänen Landschaftsformen im kristallin-paläozoischen Randgebiet der Bucht von Graz.

Die tiefpontischen Bildungen sind mergelig-sandig (mit Congerien, Melanopsiden etc.). Das feinkörnige Sediment der Congerientegel und Mergel deutet auf Ansteigen des Wasserspiegels und Bildung nicht in Küstennähe. Die mittelpontischen Schichten sind der Übergang von limnischer zu fluviatiler Bildung. An der Basis dieser Schichten liegt ein Schotterkomplex, der den Rückzug des pontischen Sees bis über die Grenzen von Steiermark anzeigt. Ein folgendes Ansteigen des Wasserspiegels bringt die Sedimentation von Sanden und Tonen. Gegen Westen entwickeln sich immer mehr und mehr Schotterbildungen, die Belvederschotter, die zwischen Graz und Gleisdorf eine mächtige Entfaltung haben. Das Gleichenberger Trachyt-Andesitmassiv ragte während der ganzen Zeit aus dem Wasser heraus. Eine sarmatische Brandungsterrasse liegt um 300 m Höhe, dem Unterponticum entspricht eine Terrasse um 480 m Höhe (mit Brandungskonglomeraten). Verf. vermutet, daß im Randgebirge der steirischen Tertiärbucht Verebnungsfächen in 800—950 m Höhe dem Unterpontischen entsprechen.

Im Oberponticum schreitet der Verlandungsprozeß durch die Ablagerung von Flußschotter weiter, die nur dort noch erhalten sind, wo sie durch eine tektonische Verbiegung gesenkt wurden. Im Eruptivgebiet sind sie nur stellenweise mehr erhalten (z. B. in dem durch seine Pflanzenreste berühmten Mühlsteinbruch von Gleichenberg). Die limnische Depression ist im Oberponticum weit nach Osten, in das Gebiet des Zalaflusses, der unteren Raab und des Bakony verschoben. Im Eruptivgebiet steigt die fluviatile oberpontische Verschüttung bis ca. 610 m an. Bei Graz liegt sie in 700 m Höhe. Das Innere der Grazer Bucht hat man sich mit mächtigen Schottern erfüllt vorzustellen.

Alle Basalt- und Tuffdurchbrüche Oststeiermarks sind spätpontisch (jünger als das Mittelponticum und wahrscheinlich jünger als etwa die Hälfte der oberpontischen Akkumulation). Die Ausbrüche erfolgten durchaus am

Lande und zwar konnten teilweise mehrere Phasen unterschieden werden; z. T. waren es Maare, die aus mehreren an- und ineinander geschalteten Tuffbecken gebildet wurden.

Dem Oberponticum folgte eine Zeit der Tiefenerosion bis ins Quartär, derart, daß Phasen der Tiefennagung und solche der Seitennagung abwechseln; die letzteren markieren sich in der Entstehung von Grundstufen (= Felsterrassen) oder Baustufen (= Akkumulationsterrassen). Verf. unterscheidet 11 solcher Stufen, von welchen die 9., 10. und 11. Stufe quartär ist. Eine sichere Identifizierung dieser Stufen mit der klassisch schönen Stufenlandschaft der Umgebung von Graz ist noch nicht möglich.

Die pliocänen Bildungen Oststeiermarks sind noch gestört. Die Grenze zwischen den pontischen Schichten und dem sarmatischen Untergrund entspricht einer flachen Verbiegung, wobei der südliche Teil der Bucht von einer Aufwölbung, der nördliche von einer Senkung eingenommen wird. Ferner treten zahlreiche postpontische Brüche auf, welche z. B. staffelartiges Absinken der Landschaft vom Plateau des Hochstraden zur Murebene bedingen. Diese postpontische Schollenbewegung verschob den Lauf der Hauptentwässerungsadern und bewirkte die Ausbildung des unteren Murtales.

Das Ergebnis der tektonischen Analyse ist die Feststellung des Fortschreitens der jungtertiären Bewegungen gegen O und NO. Hinter einer Senkungszone schreitet eine Hebung einher. Das sind Massenbewegungen, die nach dem Verf. von den Alpen aus (besonders von den junggefalteten Südalpen) fortschreitend sich ausbreiten und immer neue Landstreifen der großen miocänen und pliocänen Aufwölbung angliedern. Morphologische Erscheinungen weisen darauf hin, daß die östlichen Zentralalpen in ihrer Gesamtheit von einer allgemeinen, wenn auch nicht gleichmäßigen Aufwölbung betroffen wurden, deren östliche Randflexur im Pliocän bei abnehmender Bewegungsintensität gegen O und NO verschoben erscheint.

Fr. Heritsch.

H. P. Cornelius: Bemerkungen zur Geologie des östlichen Rhätikons. (Verhandl. d. geol. Staatsanst. in Wien. 1921. 85—90.)

Die „Überschiebungsapophyse“ des Schwarzhorn im östlichen Rhätikon besteht aus z. T. massigen, z. T. amphibolitartig geschiefertem Diorit, dessen Schieferung mit den alpinen Gebirgsbewegungen nichts zu tun hat. [Ref. bemerkt, daß Verf. allerdings nur an jene letzte Gebirgsbewegung denkt, die den Diorit an die Basis der Silvretta-Rhätikondecke gebracht hat.] Auf dem Diorit liegt eine sedimentäre Breccie (von SEIDLITZ als tektonisches Produkt angesehen), die vom Verf. mit der obercretacischen(?) Saluverbreccie verglichen wird. Verf. meint, einen Zusammenhang der kristallinen Schubschollen des Rhätikons mit der Silvrettadecke ablehnen und mit den sogenannten unterostalpinen Decken von Graubünden vergleichen zu sollen.

Fr. Heritsch.

M. Furlani-Cornelius: Stratigraphische Studien in Nordtirol. (Verhandl. d. geol. Staatsanst. in Wien. 1921. 90—94. Mit 1 Profil.)

Die Schichtenfolge lautet: 1. Hauptdolomit und Plattenkalk. 2. Kössener Mergel (kontinentaler Einschlag). 3. Riffkalk (Rhät—Lias), stellenweise in plattige Kalke übergehend, mit roten Breccien auf den Schichtflächen (Terra rossa-Bildung, Aufarbeitung nach neuerlicher Versenkung). 4. Bunte Cephalopodenkalke des Lias (ihrer Bildung geht Trockenlegung voraus, sie transgredieren deutlich). 5. Aptychenschichten (sie beginnen mit einem roten Knollenkalk, dessen Kalkknollen Gerölle aus den bunten Cephalopodenkalken sind; das tonige Zement ist reich an Aptychen des Tithons. Nach oben hin entstehen aus den roten Schichten graue Aptychenschichten mit Hornstein und Radiolarit). 6. Flyschartige Schiefer des Neocom. Oberkreide ist durch Fossilien nicht nachgewiesen. — Wichtig ist die Feststellung, daß der Radiolarit mit Aptychenschiefer wechselt und daß in den letzteren sandige Lagen auftreten. Es ist daher schwer, den Radiolarit für ein abyssisches Sediment zu halten. [Ref. meint, daß man um diese Schwierigkeit herumkommt, wenn man die von AMPFERER für die Hornsteinbreccie des Sonnwendgebirges und von SCHWINNER für das Gebiet von Ballino angewendete Hypothese für diese sandigen Lagen anwendet. Im übrigen sei auf F. F. HAHN's Arbeit in dies. Jahrb. über die subaquatischen Rutschungen verwiesen.]

Fr. Heritsch.

Br. Sander: Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. (Jahrb. d. geol. Staatsanst. in Wien. 1920. 227—234. Mit 8 Profilen und 1 Schwarzdruckkarte.)

Der Schneeberger Zug ist jener in die alten Gneise der Ötzmase eingelagerte Zug, der in der Texelgruppe synklynal aushebt und nach Material, Metamorphose und den Beziehungen von Kleingefüge und Tektonik unverkennbar untere Schieferhülle der Hohen Tauern ist. Der Schneeberger Zug ist aber keine Fortsetzung der unteren Schieferhülle der Hohen Tauern, sondern liegt über dem Kalkphyllit der Tauernhülle mit Zwischenschaltung von Altkristallin. Am Nordrand des Schneeberger Zuges fällt dessen untere Schieferhülle unter das Altkristallin der Ötzmase ein; auch dort, wo die Synklinale aushebt, ist sie steil gegen Norden gestellt (Profil Hochwilde—Hochweiße). Am Südrande des Schneeberger Zuges herrscht Nordfallen der unteren Schieferhülle über gleichfallenden alten Gneisen der Maulser Zone. — Der Schneeberger Zug ist intensiv gefaltet; Falten mit nachweisbaren Scharnieren sind wieder gefaltet, gewalzt und linsig deformiert. Die Deformationen sind von der Tauernkristallisation überdauert, sie haben unter Belastung stattgefunden. Die Umlegung der steilgestellten isoklinen Serien gegen SO weist darauf hin, daß der letzte tektonische Akt unter bedeutender Belastung und mit Bewegung der höheren belastenden Niveaus gegen SO und O vor sich ging. Die frühere Phase parallelisiert Verf. mit der Nordbewegung der Schieferhülle der Tauern.

die spätere Bewegung vergleicht er mit den S und O—W orientierten Drucken, die vielfach die Alpenknickung charakterisieren (z. B. Südbewegungen an der Nordgrenze des Brixener Granites). Es ergibt sich westlich vom Westende der Tauern nachstehende Folge: 1. Tauerngneis und untere Schieferhülle, 2. Kalkphyllit, 3. Altkristallin, 4. Schneeberger Zug und Roßkopf—Tribulaun. Mit 4. sind auch die auf den Kalkphylliten der Tauernhülle schwimmenden mesozoischen Schollen (Kalkwand etc.) zu vereinigen. Untere Schieferhülle findet sich verbunden und verfault: 1. mit den Tauerngneisen in nordwärts bewegten Deckfalten, 2. mit den Kalkphylliten als mehr oder weniger tiefe Einfaltungen von oben her, 3. mit Quarzphyllit, 4. mit Altkristallin. Von 1 bis 4 zeigt auch die infolge des Untertauchens der Faltungsachsen gegen W herrschende tektonische Folge.

Fr. Heritsch.

Br. Sander: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht¹. (Jahrb. d. geol. Staatsanst. in Wien. 1920. 273—296. Mit 1 Karte und 1 Profiltafel.)

Die tektonischen Komponenten der Schieferhülle des Tauernwestendes sind tiefentektonisch durchbewegt; ihre Tektonik ist als Teilbewegung zu dem Akte der Überschreitung von Gneisschwellen zu begreifen, wobei aber nicht an ein Durchgehen der Decken in continuo gedacht werden darf. Es gibt aber auch tektonische Glieder, welche als Faltung einer vorher gebildeten tektonischen Serie aufzufassen sind, und solche, die nur mehr tektonische Mischfazies mit Trümmern sind.

Gliederung im Tuxer Kamm und Tuxer Voralpen: 1. Hochstegenlage, d. i. Tuxer Marmor, Quarzit usw. im Verhältnis der Diskordanz zum Tuxer Porphyrgneis, diesem mit einer Bewegungsfläche aufliegend. Die Hochstegenlage taucht unter Knollengneise und Tuxer Grauwacken. 2. Schmittenberg-Tauchdecke, aus den Gliedern der Hochstegenlage, ferner aus Zentralgneis B und hochkristalliner Schieferhülle bestehend; sie weist als kurze Tauchdecke mehrfache Stirnscharniere auf; die Faltenachsen tauchen gegen W unter. 3. Gschöb-wand-Lage, das sind Tuxer Grauwacken, Marmor, Dolomit, Breccien etc. Darin liegt z. T. sicheres Mesozoicum vor, das viele Beziehungen zu den Tarntaler Serien hat. 4. Hauptzone der Tuxer Phyllite. Diese Kalkphyllite und Glanzschiefer finden sich, abgesehen von der Verfaltung mit anderen Zonen, mit Einfallen unter den nördlichen Quarzphyllit (= ostalpin UHLIG), z. T. über dem Quarzphyllit sich mit östlich an-

¹ Referat über den 1. Bericht siehe dies. Jahrb. 1920. I. -357-. Dieses Referat steht in einer Serie von Referaten über SANDER'S Arbeiten. Damals wurden von mir in ausführlicher Weise alle Arbeiten SANDER'S referiert, auch solche, über welche schon ganz kurze Nachrichten in dies. Jahrb. standen. Die damalige Redaktion hat leider nur jene Referate abgedruckt, die noch nicht referiert waren, wodurch meinen Referaten der Charakter eines Sammelreferates genommen und sie in ihrem Zusammenhang schwer gestört wurden.

steigenden Achsen der Verfaltung aus demselben hehend. Die Tuxer Phyllite sind eine Decke (= obere Schieferhülle), was z. B. auch die tektonischen Beimengungen von unterer Schieferhülle und die Tendenz zur Überfaltung gegen N in der Tuxer Grauwackenzone zeigen. Die Tuxer Phyllite sind aus Teildecken aufgebaut, doch ist es nicht ausgeschlossen, daß sie mit relativ autochthonem Material gemischt sind. 5. Tarntaler Mischungszone, das sind Kalkphyllite, in die tektonisch Tarntaler Gesteine einbezogen sind; die Wiederholung dieser Einschaltungen zeigt den Teildeckenbau. 6. Tarntaler Gesteine, die sich in eine liegende quarzitisches, eine mittlere kalkig-tonige und eine hangende dolomitische Gruppe gliedern, von denen die beiden letzten triadisch sind; dazu treten die polygenen, postrhätischen Tarntaler Breccien, die mit jenen des Rhätikons und der der Cotschna vergleichbar sind.

Am Westende des Tuxer Kernes (Schmirntal, Valsertal, Brenner, Pfitschtal) ergibt sich folgende Gliederung: 1. Kaserer-Lage, das ist Tuxer Marmor und hochkristalline Schieferhülle; stratigraphisch entspricht sie der Hochstegenlage. Sie schmiegt sich, indem sie ihr Streichen aus ONO in NNW ändert, dem Westende des Tuxer Gneises an. 2. Kalkwandlage; sie ist allein durch meridionalen Druck orientiert und dem Einfluß der Gneisgrenze entzogen. Das spricht gegen eine O—W-Bewegung des Tribulaunmesozoicums über die Ötzmasse. Im Bestand entspricht die Kalkwandlage der Kaserer-Lage.

Gliederung in den Pfunderer Bergen: Sie sind ausgezeichnet durch den höheren Grad der Tauernkristallisation, durch Vortreten von hochkristalliner Schieferhülle und durch Reichtum an Greinschiefern.

Allgemeines: Die Schieferhülle des Tuxer und Zillertaler Gneistes kann in mehrfacher Hinsicht verglichen werden.

a) Für die Frage der stratigraphischen Äquivalenz ist wichtig der Nachweis zahlreicher gleicher Serienglieder und die Wahrscheinlichkeit, daß andere Glieder nur durch kristalline Metamorphose stärker verändert vorliegen, ferner die Tatsache, daß bei der Umschreitung des Tuxer Gneises die Mitglieder der nördlichen Schieferhülle zu Komponenten der hochkristallinen Greiner Zunge und der Hochfeilerhülle werden. Aus solchen Überlegungen ergibt sich ein z. T. paläozoisches (Tuxer Grauwacken), z. T. mesozoisches Alter (Kalk, Dolomit) der unteren Schieferhülle. Es darf aber nicht unbemerkt werden, daß sich der südliche Teil der Schieferhülle durch seine grünen Gesteine von den anderen abhebt.

b) Hinsichtlich der Metamorphose ist die Steigerung der Kristallinität gegen S und zentripetal gegen die Gneise hervorzuhellen. Diese Tauernkristallisation verlegt Verf. in eine Tiefe, in welcher die Einschaltung von quergreifenden Graniten gegenüber der Granitisation z. T. gneisiger, z. T. psammitischer Substrate zurücktrat. Die Produkte der Tauernkristallisation zeigen Zeichen von nachkristalliner (im N und tektonisch gneisferner), parakristalliner und vorkristalliner (in Gneisnähe und im S) Gefügebewegung. Schieferhüllenmetamorphose, Granitisation

und Auftreten von Graniten kann man weniger als Ursachen voneinander, sondern mehr als einander z. T. fördernde Folgen eines und desselben geologischen Vorganges, nämlich synklinaler Senkung und Überlastung betrachten. In dieser Fassung der Tiefenstufenmetamorphose ist auch Raum für kontaktmetamorphe und piezokontaktmetamorphe Vorstellungen. Die Granite (das sind SANDER's A-Gneise, siehe dies. Jahrb. 1920. I. -360-) fanden bereits gneisiges Terrain vor, wie die Tuxer Grauwacken durch ihre Gerölle zeigen. Die sichere Trennung der älteren B-Gneise von den intrusiven A-Gneisen ist nach der gemeinsam verlebten Tauernkristallisation und Deformation vielleicht eine unlösbare Aufgabe. Das Auftreten der Granite ist nicht jünger als das Ende der Tauernkristallisation und älter als das Ende der tektonischen Phase. Der größte Teil der Schieferhülle ist schon wegen seines geringeren geologischen Alters nicht von der präcarbonen Metamorphose der „alten Gneise“ betroffen worden.

c) Der tektonische Vergleich zeigt für die Tuxer und Zillertaler Schieferhülle Komplikation durch gegen N bewegte Teildecken; weitere Analogien liegen in den gegen O ansteigenden Faltungsachsen und in der Anschoppung der unteren Schieferhülle im S. Im Hinblick auf die TERMIER'sche Tauerntektonik besteht für alle drei Zonen die Möglichkeit, daß sie weder nur verfaltete und umgefaltete Synklinen, noch Tauchdecken-
gruppen, also weder reines Wurzelland, noch reines Deckenland sind, sondern einen dritten tektonischen Typus darstellen, nämlich ein Gemisch von Teilwurzelland und Teildeckenland, dadurch entstanden, daß Tauchdecken in eine sich umfaltende Syncline einwandern. Das ist eine Möglichkeit, auf welche sich eine Überwanderung sich gleichzeitig emporwallender und zwischengelagerte Synklinen immer mehr einengender und zu neuen Wurzelzonen gestaltender Gneiswälle vollziehen könnte. Ein solches Gemisch aus Wurzelland und Deckenland, derartig isoklinal verfaltete Serien nennt Verf. „gemischte Areale“. — Zu bedauern ist nur, daß die Not der Zeit dem Verf. eine eingehende Darstellung mit Farbenkarten usw. nicht ermöglicht hat. Fr. Heritsch.

W. Schmidt: Grauwackenzone und Tauernfenster. (Jahrb. d. geol. Staatsanst. in Wien. 71. 1921. 101—116. Mit 1 Kartenskizze.)

Die Grauwackenzone ist eine Region größter Durchbewegung, die Gleitbahn, auf welcher der Abstau der Kalkzone erfolgte. Eine wichtige tektonische Linie wurde in sie gelegt. Verf. meint, daß sie zu hoch gelegt wurde, denn mit der Grauwackenzone gehen noch Gesteine, in tektonischer Verbindung die Unterlage bildend, nämlich das Gneismassiv der Sekkauer Tauern, aus Paragneisen, Granitgneisen und unverletzten Graniten bestehend [den Gegensatz von Granitgneisen und jüngeren Graniten hat Ref. vor einiger Zeit für die zum Sekkauer Massiv zu zählende Bösensteingruppe betont; hier sei auch erwähnt, daß Ref. echte „Zentralgneise“ aus der Sekkauer Masse kennt, was deswegen bemerkenswert ist, weil typische

„Zentralgneise“ auch unter den „Muralpen“ SCHMIDT's im Gebiete der Stubalpe liegen]. Die Paragesteine der Sekkauer Masse zeigen teilweise noch klastische Spuren (von STINY für die Umgebung von Bruck nachgewiesen). Das Auffällige an der Sekkauer Serie ist die ausgesprochene Dynamometamorphose, „die sich als Kaltreckung unter solchen Umständen ausspricht, daß die Quarze nahezu bruchlos auf das äußerste deformiert sind“, ebenso die Glimmer und Hornblenden, während die Feldspate kaum Anzeichen einer Deformation zeigen. [Dazu bemerkt Ref.: Wie TAMMANN, Lehrbuch der Metallographie, 2. Auflage, gezeigt hat, ist die Kaltreckung von Metallen immer durch die Ausbildung von Gleitflächen begründet und es findet, wenn höhere Temperatur vorhanden ist, dann Rekristallisation statt. Die „Kaltreckung“ von Quarzen unterscheidet sich also nicht von der normalen Umformung. Ihre scheinbar bruchlose Deformation ist auf Rekristallisation zurückzuführen. Die als Porphyroblasten erscheinenden, unverletzten Feldspate können nur als Rekristallisation angesprochen werden; ANGEL hat diese Erscheinung, Jahrb. d. geol. Staatsanst. 1919, unter der Bezeichnung „Auflötung“ beschrieben.]

Die Sekkauer Masse ist an einer scharfen Linie, die durch Granatenglimmerschiefer markiert ist, von der Masse der Gleinalpe, die zu den „Muralpen“ gehört, getrennt. [Eine Darstellung dieser Linie findet man in des Ref. Geologie von Steiermark, besonders sei auf die Karte verwiesen, ferner auf ANGEL-HERITSCH, Verh. d. geol. Staatsanst. 1921.] Nach SCHMIDT besteht das Gleinalmmassiv aus einem sehr mächtigen Hornblendegneis mit allen Übergängen zu Granatamphibolit, stark von Aplitgneisen durchadert, von Glimmerschiefern ummantelt. [Ref. bemerkt, daß ein großer Teil des Gleinalmmassives aus Granitgneis aufgebaut ist, dessen bereits in der Literatur Erwähnung getan wurde.] Verf. befindet sich mit ANGEL und dem Ref. in Übereinstimmung in der Feststellung der Tatsache, daß im Gleinalmmassiv jede Spur einer postkristallinen Durchbewegung fehlt. Dieses Gebiet der präkristallinen Tektonik kommt der Sekkauer Masse auf wenige 100 m nahe.

Diese Gegensätze führten den Verf. dazu, auch anderwärts nach solchen in der Tracht abweichenden Gesteinskörpern zu suchen. Als solche bezeichnet er den Granitgneis unter dem Turracher Carbon, der bisher immer mit der Bundschuhmasse zusammengezogen wurde, und den Schwazer Augengneis. So ergibt sich eine Konstanz des Vorkommens von Gesteinen an der Basis der Grauwackenzone; diese Gruppe ist alpin, in ihnen spielte sich die tektonische Durchbewegung bei der Alpenfaltung mit einer derartigen Intensität ab, daß sie die Hauptzüge im Aussehen der Gesteine bedingt. Der Unterschied dieser „Grobgneise“ von den Muralpen, die eine präkristalline Tektonik haben, ist groß. Verf. weist den Grobgnaisen eine Stellung als tektonisches Stockwerk über den Muralpen an, indem er die gleiche Tracht als beweisend für gleiche tektonische Position hält. [Darin kann Ref. dem Verf. nicht folgen; denn man müßte z. B. den Ammering-orthogneisen, die typische Zentralgneise sind, eine Stellung über den Muralpen einräumen, während sie das tiefste Glied derselben sind.]

Grobgneise haben eine große Verbreitung in jenen Zügen des Müzgebietes, die zentralalpines Mesozoicum der Semmeringentwicklung führen. [Allerdings wäre der Nachweis, daß STINY's Müztaler Grobgneise mit den Sekkauer Gneisen zu identifizieren sind, nach der Meinung des Ref. erst zu erbringen.] Diese Grobgneise sind stark mechanisch durchgearbeitet. Der zweite Hauptbestandteil ist Quarzphyllit. MOHR hat einen allmählichen Übergang der Phyllite in Wechselgneis durch Kristalloblastese mit aufkeimenden Feldspäten beschrieben. Den Übergang fand Verf. wieder, nicht aber die Kristalloblastese; „man sieht, wie aus dem Gneis ein Phyllit wird mit den stärksten Anzeichen der Durcharbeitung“. Dasselbe zeigt sich im Pretulalgebiet, wo auch ein mechanischer Übergang aus Grobgneis in Quarzphyllite nach dem Verf. vorhanden ist. Verf. deutet daher die Quarzphyllite als Phyllonite von Grobgneis. [Ref. bemerkt, daß wenigstens für einen Teil der Quarzphyllite diese Deutung nicht zutreffen kann. Ihre Wechsellagerung mit Blasseneck-Porphyroiden, z. B. im Profil Krieglach—Waldheimat oder bei Fischbach, macht ihre Parallele mit den oberen Phylliten der Grauwackenzone klar.]

Die Semmeringdecken setzt Verf. den Sekkauer Gneisen gleich und verlegt sie damit in die tektonische Position über den Muralpen, während das Schema der Deckentheorie sie unter dieselben stellt. [Nach der Meinung des Ref. — siehe Geologie von Steiermark — kann man sie auch neben die Muralpen stellen, womit allerdings der Schubmassenbau für die östlichsten Zentralalpen aufgegeben ist. Auch der Nachweis von Mesozoicum im Stangalpengebiet wird den Deckenbau in diesem Gebiete nicht retten, weil der Nachweis von Trias und der Nachweis, daß der Liegendkalk des Turracher Paläozoicums zur Gänze Trias sei, zwei verschiedene Dinge sind.] Über dem Semmeringmesozoicum liegt die Grauwackenzone; das erstere ist bis in die Gegend von Bruck-Törl nachgewiesen. [Die Vorstellung, daß das Semmeringmesozoicum ein Fenster in der ostalpinen Decke bilde, ist von allen beteiligten Forschern längst aufgegeben worden, bemerkt Ref.] Verf. sucht nach den Äquivalenten der Semmeringserie im Liesing—Paltental und findet sie in den Liegendquarzphylliten, die mit den Grobgneisen und nicht mit der Grauwackenzone gehen; diese Quarzphyllite deutet Verf. als Grobgneisphyllonite. [Ref. bemerkt: Eine Beziehung dieser Quarzphyllite zum Semmeringsystem ist wahrscheinlich, wie STINY's Beobachtungen über Quarzite bei Bruck zeigen; aber diese Gesteinsgruppe der Gänze nach als Phyllonite von Grobgneis zu halten geht nicht an, weil in ihnen von STINY Porphyroide nachgewiesen wurden, welche Äquivalenz zum Liegenden des Semmeringmesozoicums am Semmering und Beziehungen zur Grauwackenzone aufzeigen. Im übrigen hat Ref. — siehe Geologie von Steiermark — in den Quarzphylliten des Paltentales diaphthorisiertes Altkristallin namhaft gemacht.] Die Quarzphyllite ziehen durch das Ennstal aufwärts. [Dort hat SCHWINNER — siehe Geologie der Steiermark — in ihnen Porphyroide nachgewiesen.] Die Quarzphyllite schmiegen sich mantelförmig um die Schladminger Gneismasse und treten dabei — wie im Semmeringgebiet — in die engsten Beziehungen zu den Quarziten und Triaskalken der Radstädter Tauern.

Damit sind wir in das „Fenster“ der Hohen Tauern eingetreten. Zu der Auffassung des „Tauernfensters“ schließt sich Verf. den von KOSSMAT und dem Ref. geäußerten Ansichten an, d. h. er lehnt die Fensternatur ab und faßt das Tauerngebiet als eine tiefliegende Scholle der Muralpen, auf der sich die Gesteine mit alpiner Tracht, also Semmeringdecken und Grauwackendecken angeschoppt haben. Die Schieferhülle unterscheidet sich von der Grauwackenzone nur durch den Grad der Metamorphose, der Kaltreckung in der Grauwackenzone steht Warmreckung, Kristalloblastese, in der Schieferhülle entgegen. Beiden ist die alpine Tracht gemeinsam, ihr Formbestand stammt im wesentlichen aus der Alpenfaltung.

An die Stelle des Tauernfensters tritt die Nische KOSSMAT's oder besser noch die Form eines Sophas mit Rücken und Armlehne. Die Tiefenlage der Scholle, auf der sich in den Tauern die zentralalpinen und Grauwackendecken angeschoppt haben, erklärt Verf. durch die Mächtigkeit der Grobgnese, d. i. hier der Zentralgnese, wodurch die Muralpen hinabgedrückt wurden. Wo im Osten, d. i. von den Sekkauern bis zum Semmering, die Grobgnese wieder mächtig werden, entsteht wieder eine Nischenform [ausgedrückt durch die Form des „nordsteirischen Gneisbogens, der oft mit den Umrissen der böhmischen Masse in Kausalnexus gebracht wurde, wie Ref. bemerkt]. Ein Beweis gegen die Fensternatur der Tauern liegt im Schneeberger Zug, der auf den Gesteinen der Ötzmasse, d. i. auf Muralpengesteinen liegt und aus ihnen in der Texelgruppe synklinal heraushebt.

Die Radstädter Tauern faßt Verf. als ein nach SW aufeinander getürmtes Schuppensystem auf, das sich wieder in vier Decken gliedern läßt und von der Schladninger Masse samt Anhang überlagert wird. Er führt ihre Tektonik auf drei getrennte Vorgänge zurück: Übergleiten nach W, Übergleiten nach SW und Eigentektonik der Tauernnische; diese Reihenfolge entspricht auch der zeitlichen Folge. [Die vom Verf. vorgeführte und des geringen zur Verfügung stehenden Raumes wegen nur kurz begründete Tektonik der Radstädter Tauern findet Ref. geradezu als eine Befreiung gegenüber den von URLIG gezeichneten liegenden Riesenfallen, die in dieser Form eine mechanische Kuriosität darstellen und überdies auf eine mangelhafte Stratigraphie begründet sind. Daß in den Radstädter Tauern ein Schub von NNO her sich geltend macht, hat bereits KOSSMAT aus der äußerst kräftig gegen SW überschlagenen, aus der Tiefe kommenden Kalkspitzfalte geschlossen. Mit Recht hebt Verf. hervor, daß die Beurteilung des Bauplanes der Radstädter Tauern an der Unsicherheit der Stratigraphie leidet.]

In der Füllung der Tauernnische im Verhältnis zur Grauwackenzone sind Unterteilungen zu machen: untere Schieferhülle, obere Schieferhülle, Pinzgauer Phyllit, Grauwackenzone. Verf. faßt die Unterabteilungen als Teildecken, welche z. T. aus der Tauernnische stammen oder von der gesamten Muralpendecke abgeglitten sind. Nur die Grauwackendecke dehnt sich im Streichen gegen O wesentlich über die Tauernnische aus; sie ist eine Decke, die sich um die Nische nicht kümmert. Nach dem Verf. ist

sie eine Decke, die von dem Muralpenrücken durch die Kalkalpen abgeschürft wurde. [Ref. meint, daß man die Grauwackendecken an Ort und Stelle lassen soll, samt den Kalkalpen, und sie sich — in Analogie zu den Radstädter Tauern — durch einen N—S-Schub auf das „Zentralalpine“ geschoben denken soll, während andererseits gegen N der Stapellauf der Deckenflotte der Kalkalpen geschah. Die Grauwackenzone ist der Streifen der Zyklone im Sinne von SCHWINNER.]

Ref. ist auf SCHMIDT's höchst interessante und wertvolle Arbeit näher eingegangen, weil sie ihm als Grundlage zu einer Verständigung über die ostalpine Tektonik wichtig erscheint. In diesem Sinne mögen die kritischen Bemerkungen aufgefaßt werden. Wünschenswert wäre eine nähere Fühlungnahme mit dem bestehenden Schrifttum gewesen. SCHMIDT's Arbeit ist ein Absagebrief an den Nappismus. Ref. freut sich, mit seinem Leobener Kollegen in den Hauptpunkten in Übereinstimmung zu sein.

Fr. Heritsch.

O. Ampferer: Zur Tektonik der Vilser Alpen. (Verhandl. d. geol. Staatsanst. in Wien. 1921. 117—124. Mit 5 Profilen.)

Über einer Serie von Liasfleckenmergeln, Hornstein- und Aptychenkalken und Cenomanschiefern liegt eine erste Schubdecke aus Hauptdolomit und Rhät. Eine obere Schubdecke besteht aus Muschelkalk bis Hauptdolomit. Unter der Basis der unteren Schubdecke besteht eine Verschuppungszone, die in Fenstern sichtbar wird. Von großer Wichtigkeit ist die Feststellung, daß jene, durch die fossilreichen Jurakalke, durch Dogger, Gaultmergel ausgezeichnete, von den Nappisten als Klippenzone bezeichnete Randzone der Kalkalpen schon zur Lechtaldecke, d. h. zu den Schubdecken der Vilser Alpen gehört. Diese Feststellung des Verf.'s ist deshalb von Wichtigkeit, weil wieder einmal der Nachweis erbracht ist, daß die Schubdecken der Kalkalpen nicht faziell zu erfassen sind. — Sehr bemerkenswerte Verhältnisse gibt das Fenster des Füssener Jöchls. Das Fenster ist nach oben geöffnet, so daß die Gesteine des Fensters aus dem Rahmen austreten und von den nordwärts drängenden oberen Schubmassen erfaßt und mitgeschleppt werden konnten; es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Öffnung des Fensters vor dem Aufmarsch der oberen Decke geschehen ist; wahrscheinlich aber ist die Zerreißung der unteren Schubdecke, welche die Überstülpung des Fensters ermöglichte, durch eine Senkung im Norden des Jöchls eingetreten. — Alle Einheiten der Vilser Alpen senken sich gegen Osten. Anzeichen von O—W-Bewegungen finden sich unterschiedliche, so z. B. gegen W gekehrte Faltenstirnen.

Fr. Heritsch.

O. Ampferer: Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. (Jahrb. d. geol. Staatsanst. in Wien. 1921. 71. 117—134.)

Die Abhandlung beschäftigt sich mit den Gesäusebergen und deren nördlichen Vorlagen. Die Gesäuseberge sind ein breites O—W

streichendes Triasgewölbe, das sich gegen O senkt; es ist von einem großen Firsteinbruch zerschnitten, dem entlang die Enns die gewaltige Gesäuse-schlucht ausgearbeitet hat. Ein zweiter Gewölbeeinbruch wird von der Furche des Buchauersattels eingenommen. Die Schichtfolge besteht aus Werfener Schichten, Ramsaudolomit, *Cardita*-Schichten, Dachsteindolomit, Dachsteinkalk; Liaskalke sind auf wenige Stellen beschränkt, ebenso die Gosau. Als Schubdecke, in einzelne kleine Reste aufgelöst, liegt darüber eine fazielle abweichende Serie: Reifflingerkalk, *Halobia rugosa*-Schiefer, Hüpflinger Kalke, helle Kalke vom Typus des Hochgebirgskalkes; diese Folge läßt sich nicht unmittelbar an den Südrand der Gesäuseberge anschließen. An der Basis der Deckschollen liegen Fetzen von mergeligem Jura, die durch die Schubmasse vom Liegenden abgeschürft wurden. Auch kleine Schubschollen aus Werfener Schichten, Dachsteinkalk, Lias und Oberjura wurden entdeckt (z. B. Looskögel). Die Schubmasse erstreckt sich bis zum Zinödl bei St. Gallen, dessen Trias auf Lias liegen. Die Auffahrt der Schubmasse ist vorgosauisch geschehen. — Das basale Gebirge der Gesäuseberge streicht über die Gößlinger Alpen und den Dürrenstein zum Ötscher. Das und die Schichtentwicklung würde es mit KOBER's voralpiner Ötscherdecke vereinigen lassen. Die Emstaler Alpen stehen aber auch mit der hochalpinen Decke des Hochschwab in Verbindung; man kann sie daher nach Belieben als voralpin oder hochalpin bezeichnen, da diese ostwärts deutlich getrennten Schubmassen hier bereits vereinigt sind. [Ref. bemerkt dazu, daß allerdings nach den Forschungsergebnissen von SPENGLER, HAHN usw. die KOBER'sche Deckengliederung in voralpine und hochalpine Decken ernsthaft nicht mehr in Diskussion steht.]

Fr. Heritsch.

G. Geyer: Untersuchung der künstlichen Kriegsaufschlüsse entlang der aufgelassenen Südwestfront am Kamme der Karnischen Hauptkette in Kärnten und Tirol. (Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturwiss. Kl. 1919. 31—33.)

Im Plöckengebiet ist, wie die Italiener auf der Südseite des Karnischen Kammes nachgewiesen haben, das Obercarbon transgredierend auf den faziell ähnlichen silurischen Schiefern abgelagert. Das Liegende des Obercarbons sind Arkosen und Konglomerate, welche den Weg zeigen, auf dem die Trennung des Obercarbons von dem Silur geschehen muß. [Ref. bemerkt dazu, daß durch die Notwendigkeit der Zerlegung des Schieferkomplexes in einen silurischen und einen obercarbonischen Anteil die Schwierigkeiten geradezu ins Ungemessene steigen. Dieselbe ungeheure Schwierigkeit ergibt sich für die nordalpine Grauwackenzone. Die Verhältnisse in den Karnischen Alpen ermöglichen einen Ausblick auf die kärntnerisch-steirischen Zentralalpen, wo im Gebiete der Stangalpe ähnliche Beziehungen des Obercarbons zu den unterlagernden Kalken und Schiefern vorhanden sind.]

Fr. Heritsch.

E. Spengler: Das Aflenzer Triasgebiet. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien. 69. 1919 [1920]. 221—254 Taf. 4. 1 geol. Karte u. 5 Profile in Schwarz, 1:50000.)

Das kartierte Gebiet umfaßt ein Stück des südlichen Teiles der Hochschwabgruppe. Das Hauptinteresse wendet sich der Stratigraphie zu, und zwar wegen der bedeutsamen Einsicht in den Übergang zweier Triasentwicklungen, der Aflenzer und der Riffazies, ineinander. Dieser Ausbildung fällt der nordwestliche, jener der südöstliche Teil des untersuchten Gebietes zu.

1. Der Werfener Schiefer ist beiden Gesteinsreihen gemeinsam. An seiner Basis liegt öfter ein mehrere Meter mächtiges, verrucanoähnliches Konglomerat. Der hangendste Teil der skytischen Stufe ist kalkig entwickelt. Darüber beginnt die Faziesspaltung.

α) Die Aflenzer Fazies umfaßt folgende Schichtglieder:

2. Dunkle anisische Kalke und Dolomite. 150 m.
3. Weißer, zucker körniger Ramsadolomit. 100 m.
4. Graue, knollig-plattige Reiflinger Kalke. Etwa 50 m.
5. Weißer oder rötlicher, massiger, in der Mächtigkeit sehr schwankender Wettersteinkalk. Bis 150 m.

6. Karnische Stufe. Wechsellagerung von drei Niveaus schwarzer Reingrabener Schiefer mit zwei schwarzen, wohlgeschichteten „Zwischenkalkmassen“. 250—300 m. Es wird ausführlich gezeigt, daß die Wiederholung der Schiefer nicht tektonisch erklärt werden kann. Das terrigene Material stammt sicher aus dem S, von der zentralalpiner Insel.

7. Dunkle, wohlgeschichtete, im hangenden Teil massenhaft Hornsteinknollen führende Aflenzer Kalke. Mindestens 500—600 m.

Gegen N geht diese Aflenzer Entwicklung in einer etwa 2 km breiten Zone durch Abnahme des terrigenen Materials und zunehmende Dolomitierung in die Riffazies über. Als Beispiel eines solchen Übergangsprofils sei das des Eisentales angeführt.

2. Dunkler, anisischer Dolomit. 150 m.
- 3.—5. Weißer Ramsadolomit. 300 m.
6. Karnische Stufe. Drei Schieferebenen und zwei Zwischenkalkmassen, die sich jedoch durch das Auftreten dunkler Dolomite und heller dolomitischer Kalke auszeichnen.

7. Aflenzer Kalk, im untersten Teil dolomitisiert.

β) Die Riffazies weist nur eine sehr einfache Schichtfolge auf:

- 2.—6. Eine mächtige helle Dolomitmasse, deren tieferer Abschnitt manchmal z. T. durch Wettersteinkalk vertreten ist. 600—700 m. 400—500 m über der Basis treten einzelne, nur wenige Meter mächtige Linsen von *Cardita*-Schichten auf.

7. Vollkommen ungeschichteter, grauer Dachsteinriffkalk. Er vertritt vorwiegend die norische Stufe.

Die Tektonik der Aflenzer Kalkalpen ist relativ sehr einfach. Das wichtigste Element ist eine schüsselförmige Mulde, die durch das Zusammenwirken von nordsüdlichen und ostwestlichen Druckkräften ent-

standen sein muß und in deren Mitte lebhaftere Kleinfaltungen zu sehen sind. Bei der Zusammenpressung wurden die Aflenzer Kalke stellenweise von den tieferen Schichtgliedern abgeschoben. Einer sehr ansehnlichen kuppelförmigen Aufwölbung, von der die Schichten periklinal abfallen, entspricht die sog. Bucht von Gollrad. Die meridionale und die darauf senkrechte Bewegung scheinen gleichalterig zu sein. Außer den Falten sind noch eine Reihe von Brüchen, aber keine Überschiebungen vorhanden.

In einem Schlußkapitel wird die Fortsetzung der geschilderten Verhältnisse nach Osten, soweit sie sich schon erkennen läßt, besprochen. Das Gebiet der Riffazies des Hochschwab setzt sich in die Veitsch fort, wird aber hier schon wesentlich schmaler und spitzt wahrscheinlich am Ostende der Veitsch ganz aus. Das Rax-Schneeberg-Riff stand damit nicht in direkter Verbindung. Vielmehr hing die Aflenzer Trias der Gegend von Aflenz um das Ostende des Hochschwabriffes herum mit dem faziell sehr ähnlichen Triasgebiet der Mürtzschlucht zusammen.

Beim Studium von SPENGLER's hochinteressanter und wichtiger Arbeit drängt sich dem Ref. folgende Überlegung auf: Besonders durch MOJŠISOVIČ wurde es üblich, die alpine Trias in eine Anzahl von Faziesbezirken zu zerlegen, die nach der ursprünglichen Vorstellung eine sehr selbständige Geschichte haben und deshalb durch fast alle Stufen verschieden sein sollten. Diese Idee gewann später eine besondere Bedeutung, als man glaubte, die Faziesbezirke mit großen tektonischen Einheiten identifizieren zu können. Beim Einsetzen der modernen Detailaufnahmen in den nördlichen Kalkalpen — in den Südalpen ist es übrigens nicht wesentlich anders — zeigte sich aber bald, daß die verschiedenen Fazies der einzelnen Stufen in sehr verschiedener Weise miteinander kombiniert sein können, wie ja auch natürlich ist, da es sich um Absätze aus einem zusammenhängenden Meeresbecken handelt. Wenn auch nicht zu verkennen ist, daß gewisse lithologische Merkmale, wie etwa das Auftreten von Riffgesteinen, in manchen Gegenden durch mehrere Stufen anhalten, scheint es doch zweifelhaft, ob man den Begriff des Faziesbezirkes als einer durch die ganze Trias konstanten paläogeographischen Einheit dauernd wird aufrecht erhalten können oder ob man sich später innerhalb der alpinen Trias mit einer Gliederung der einzelnen Stufen in fazielle Gebiete wird begnügen müssen, Ausdrücke wie Aflenzer Trias, Berchtesgadener Trias oder Hallstätter Trias aber im rein regionalgeologischen Sinn verwenden wird. Auch heute schon läßt sich die Trennung der Faziesbezirke ja teilweise nur deshalb halbwegs scharf durchführen, weil man nicht alle Stufen gleichmäßig berücksichtigt, sondern vorwiegend die Obertrias, ganz besonders die norische Stufe, in den Vordergrund stellt. Auch das deutlich erkennbare Bedürfnis nach Vermehrung der Faziesbezirke ist wohl ein Zeichen für eine gewisse Schwierigkeit dieses Begriffes. Pia.

R. Fabiani: La regione del Pasubio (Bacini del Leogra. del Timonchio e del Posina e parti superiori del Leno di Vallarsa e del Leno di Terraguolo). (Pubbl. No. 110 dell' Ufficio Idrografico del R. MAGISTRATO alle Acque, Venedig. 1920. 100 p. 12 Taf.)

Nach einem historischen Rückblick, der besonders über die älteren italienischen Autoren, die dem Ausländer nur mehr schwer zugänglich sind, interessante Mitteilungen enthält, wendet sich Verf. zunächst der Stratigraphie zu. Seine Darstellung stimmt im wesentlichen mit der älterer Autoren, besonders TORNQUIST's, überein, zeigt aber im einzelnen doch manche Fortschritte und zeichnet sich außerdem durch große Übersichtlichkeit aus.

Die kristallinen Schiefer des Gebietes gehören wahrscheinlich dem Altpaläozoicum, nicht dem Archaicum an.

Die Zugehörigkeit des Spitzkalkes zur ladinischen Stufe ist wahrscheinlich, aber nicht ganz sicher bewiesen. Über den Wengener Schichten folgt bestimmt eine Schichtlücke. Der obere Teil der Raibler Schichten ist wahrscheinlich durch gewisse abweichende Dolomite an der Basis des Hauptdolomites vertreten.

Der Lias besteht im unteren Teil vorwiegend aus Oolithen, im oberen Teil aus typischen grauen Kalken. Interessant ist die Angabe, daß zwischen diesen beiden Gesteinsgruppen eine Dolomitmasse eingeschaltet ist. Ref. konnte diese Tatsache auch an mehreren Stellen im Col Santo-Gebiet feststellen, während überall weiter nördlich eine solche Einschaltung fehlt. Im Gebiet des M. Summano ist der Lias durch gebankte weißliche oder leicht rötliche, fossilarme Kalke vertreten. Ref. möchte vermuten, daß hier nur der unterliasische Verena-Kalk vorhanden ist, die wahrscheinlich wenig mächtigen höheren Schichtglieder aber aus tektonischen Ursachen fehlen.

Dogger und Malm wurden auf der Karte zusammengezogen. Ref. konnte sich überzeugen, daß auf dem Col Santo eine paläontologisch begründete und lithologisch verfolgbare Unterteilung möglich ist — allerdings wohl nur, wenn man von den dem Verf. nicht genau bekannten Verhältnissen weiter im N ausgeht.

In das Miocän gehört der Hauptteil der Schio-Schichten, deren Basis jedoch noch dem obersten Oligocän zufällt. Nach oben reichen sie bis ins Obermiocän.

Die Intrusion der triadischen Lakkolithe begann wahrscheinlich in oberanisischer Zeit und hielt bis in die ladinische an.

Im Alttertiär kann man 3 Haupteruptionsperioden unterscheiden, im Untereocän, Mitteleocän und Mitteloligocän.

Die Bildung der Kaolinlagerstätten führt Verf. auf eine Umwandlung der Feldspate, besonders in den Wengener Porphyriten, durch postvulkanische Prozesse zurück, die im wesentlichen zur mitteltriadischen Ausbruchperiode gehörten, während er dem tertiären Vulkanismus dabei höchstens eine untergeordnete Bedeutung zuerkennt.

Tektonisch ist das untersuchte Gebiet im wesentlichen ein Faltenland. [Diese Grundvorstellung, die der KLEBELSBERG's entgegengesetzt ist, ist zweifellos richtig. Ref.] Die Tektonik wird beherrscht durch eine langgestreckt kuppelförmige Aufwölbung des Gebietes zwischen Schio und Rovereto. Die Achse des Gewölbes ist gegen SO konkav, so daß die Kuppel selbst einen nierenförmigen Grundriß erhält. Die Aufrichtung der Schichten ist im allgemeinen gering, nur in der südlichen Randzone steil. Diese bildet die Fortsetzung der Kniefalte am Südrand der Sieben Gemeinden, doch sind in dem untersuchten Gebiet die Überkipnungen und sonstigen Störungen besonders stark entwickelt. Sie werden an einigen Profilen näher besprochen. Dabei wird an TORNQUIST's tektonischen Deutungen eine im allgemeinen wohl berechtigte Kritik geübt. (Der kaum haltbare Begriff der Torsionsblattverschiebung wird jedoch scheinbar angenommen.) Darauf werden im Anschluß an TORNQUIST und MADDALENA die Brüche des Gebietes nördlich der großen Flexur erörtert. Die Abänderungen der älteren Darstellungen beziehen sich nur auf Einzelheiten. Es lassen sich 3 Bruchsysteme unterscheiden, die ONO—WSW, NNO—SSW und NW—SO streichen. Die Brüche sind teils echte Verwerfungen, teils Blattverschiebungen. Ihr Auftreten wird in Verbindung gebracht mit dem Umschwenken der Falten aus dem lessinischen in das judikarische Streichen und mit dem Vorhandensein der starren Lakkolithe.

Wichtig sind die Ausführungen über die sog. Bruchlinie Schio-Vicenza. Daß ein Hauptbruch aus der Gegend von Posina bis Poleo bei Schio verläuft, ist einwandfrei festzustellen. Die von KLEBELSBERG behauptete Fortsetzung über den Borcola-Paß und bis in das Etschtal wird vom Verf. angezweifelt [vgl. auch die Bemerkungen des Ref. zu KLEBELSBERG's Arbeit in dies. Jahrb. 1921. I. - 199-]. Beim Übersetzen des Leogra gegen SO wird der Bruch ein Stück quer zu seinem Streichen verschoben. Er läßt sich noch über S. Vito hinaus verfolgen, nimmt aber an Bedeutung rasch ab und geht schließlich in einen ungebrochenen sanften Schichtabfall über, wie er auf der Nordseite der Colli Berici besteht. Der NO-Flügel des Bruches ist gesunken, doch haben auch bedeutende horizontale Verschiebungen stattgefunden. [Dies folgert Verf. aus der Vorstellung, daß die große Flexur ursprünglich zusammenhängend war und daß ihre einzelnen Abschnitte später gegeneinander verschoben wurden. Diese Annahme ist allerdings nicht zwingend, denn es wäre ja auch möglich, daß die Aufwölbung der Falte schon ursprünglich beiderseits des Bruches an verschiedenen Stellen erfolgte. Ref.] Die wichtigsten tektonischen Bewegungen fallen in das Jungtertiär.

Bedeutsam ist auch der Abschnitt über die Tektonik der vulkanischen Gesteine und vorzüglich der Lakkolithe. Zu diesen gehört die Porphyritmasse der Berge Guizza und Faedo, des Mt. Baffelan und des Mt. Alba. Sie bilden eine Gruppe zusammengehöriger Intrusivmassen.

Das hydrographische System wird durch eine von SW nach NO verlaufende, gegen SO konkave Hauptwasserscheide in 2 Hälften zerlegt. Die Täler gehen von diesem Kamm nach beiden Seiten senkrecht aus. Die

Entstehung des Flußsystems ist folgendermaßen zu erklären: Die erste Anlage der Hauptwasserscheide folgte der Achse des Gewölbes, das die Tektonik der Gegend beherrscht (siehe oben!). Von ihr verliefen ursprünglich nach SO und NW konsequente Täler. Die südöstlichen konvergierten etwas wegen der Krümmung der Aufwölbungsachse. Ihre Erosionskraft war aus verschiedenen Gründen die größere: wegen der tieferen Lage der Erosionsbasis, des größeren Regenreichtums der SO-Hänge etc. Die Folge davon war, daß die Wasserscheide allmählich ungefähr parallel nach NW verschoben wurde. Sekundäre Veränderungen erfolgten auch durch die Vergletscherung und Verkarstung größerer Teile des Gebietes.

Es werden nun noch die hauptsächlichsten nachträglichen Verschiebungen der Flußläufe besprochen. Der heutige Oberlauf des Posinatales setzte sich ursprünglich über den Colle di Posina direkt nach Schio fort, wobei er wahrscheinlich durch die Schiolinie in seiner Richtung bestimmt war. Er wurde aber nächst Posina durch einen bei Castana mündenden rechten Nebenfluß des Tales vor Laghi angeschnitten. So entstand der heutige, zweimal geknickte Verlauf des Posinatales. Zwischen Peralto und Arsiero hat der Posina sein breites präglaziales Tal später verlassen und sich weiter südlich eine enge Schlucht in anstehendes Gestein eingeschnitten. Dies hängt mit der Verlegung des Tales durch eine Stirn- moräne des Asticogletschers zusammen. Vertieft wurde die Schlucht infolge einer jungen Erosionsphase des Astico, durch die die Erosionsbasis seiner Nebenflüsse tiefer gelegt wurde. Das Campoluzzotal, ein typischer Gletschertrog, floß früher in das Tovotal. Heute ist es in die Scarabozza- Schlucht abgelenkt. [Diese Annahme ist sicher richtig. Moränenreste auf der sog. Kanzel zwischen Tovo- und Scarabozzatal, gleich südlich der aus dem Campoluzzotal kommenden Automobilstraße, beweisen, daß noch der diluviale Campoluzzogletscher in jenes, nicht in dieses sich ergoß. Die Anzapfung ist hier also ganz jung. Ref.]

Brüche hatten zwar in einzelnen Fällen sichtbaren Einfluß auf den Verlauf der Täler, aber doch wohl nur in untergeordneter Weise.

Auf das Kapitel über die Wasserdurchlässigkeit der Gesteine braucht hier nicht eingegangen zu werden. Eine wertvolle Literaturliste bildet den Beschluß der Arbeit. Nicht unerwähnt soll die reiche Ausstattung mit zahlreichen Landschaftsansichten, zwei farbigen Karten (wovon eine große im Maßstab 1 : 25 000, und eine farbige Profiltafel) bleiben. Nur die Frage möchte sich Ref. gestatten, ob es nicht besser wäre, für die Landschaftsaufnahmen das Lichtdruckverfahren zu wählen. Gegenwärtig bedauert man bei Betrachtung der Figuren, daß die Details der offenbar guten Photographien durch die Zinkotypie nicht genügend wiedergegeben werden.

Pia.

M. Gortani und P. Vinassa de Regny: La trasgressione neocarbonifera nelle Alpi Carniche e nelle Caravanche. (Rendiconti d. R. Accademia dei Lincei, classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. 23. Ser. 5 a. Roma 1919. 143—146.)

Wie im italienischen Teil, so finden die Autoren auch im österreichischen und im neuerdings italienisch gewordenen Abschnitt der Karnischen Alpen ein vom Obercarbon transgressiv übergriffenes Faltengebirge. Neu für den österreichischen Teil ist nur die Vorstellung, daß im Kern der oft überlegten Falten Silur, auch Caradoc auftritt. Solches Ordovician wurde im Gebiete des Cillon, Rauchkofels und Pollinigg gefunden. Diese Berge sowie Mooskofel und Gamskofel sind „ellissoidi“. In weiter Ausdehnung liegt über den abgetragenen altpaläozoischen Falten das Obercarbon, das z. B. auch am Pollinigg nachgewiesen wird.

In der Umgebung von Tarvis, also in den östlichsten Karnischen Alpen und in den westlichsten Karawanken sind die auf der Karte von FRECH als Silur ausgeschiedenen Schiefermassen als Obercarbon zu bezeichnen; das sind die Schiefer des Poludnig, Schönwipfel, Osternigg, Gočman, Peč, Kamen usw. Das Altpaläozoicum taucht in Form von Kernen oder Zungen aus der obercarbonischen Bedeckung heraus. Zahlreich sind die Berichtigungen zur Karte FRECH's (Netzkalke des Osternigg-Oberdevon, nicht Silurkalk; Göriacher Alpe-Devonkalk, nicht Schlerndolomit usw.). Im Schlußresümee betonen die Autoren die Bedeutung der obercarbonischen Transgression und die gewaltige Verbreitung derselben, die jetzt auf eine Strecke von über 100 km vom Vanscursberg im Hochcomelico bis in die westlichen Karawanken nachgewiesen ist.

Fr. Heritsch.

P. Vinassa de Regny: Fossili ordoviciani del Capolago (Seekopf) presso il passo di Volaiia (Alpi Carniche). (Palaeontographia italica. 21. Pisa 1915. 97—115. 2 Taf.)

In dem Sammelreferat über die Karnischen Alpen (dies. Jahrb. 1915. II. - 251-) wurde der Nachweis von Caradoc in der Schieferserie an der Basis der Devonkalke des Seekopfes am Wolayersee in den zentralen Karnischen Alpen angeführt. Verf. beschreibt die Fauna (mit Ausnahme der Cystoideen und Crinoiden, die BATHER übernommen hat). Die Fossilien sind nicht immer gut erhalten. Die Fauna umfaßt: Bryozoa (*Protoerisina carnica* n. f., *Ceramopora gortanii* n. f., *Prasopora fistuliporoides* VIN., *Pr. carnica* n. f., *Monotrypella consuelo* VIN., *Hallopora Taramellii* VIN., *H. forsjuliensis* VIN., *H. carnica* n. f., *H. filicina* n. f., *Trematopora Taramellii* n. f., *Balhostoma Canavarrii* n. f., *Diplotrypa Bassleri* n. f., *Acanthotrypa carnica* n. g. n. f., *Monotrypa certa* POČTA, *M. Paronai* VIN., *M. simplicissima* VIN.); Brachiopoden (*Orthis Actoniae* Sow., *O. flabellulum* Sow., *O. calligramma* DALM., *O. porcata* M'COY, *O. unguis* Sow., *O. alternata* Sow., *O. patera* SALTER, *O. carnica* VIN., *Strophomena expansa* Sow.); Gastropoden (*Trochus? volaianus* n. f., *Strophostylus carnicus* VIN.).

Der Vergleich der Fauna mit den von den Italienern früher beschriebenen Caradocfundpunkten der Karnischen Alpen (Palon di Pizzul, Meledis, Chiadin di Lanza, Uggwa,) gibt die volle Übereinstimmung. Die

nicht den Karnischen Alpen eigentümlichen Elemente der Fauna kommen im englischen Caradoc vor, nur die *Monotrypa certa*, die zum ersten Male in den Karnischen Alpen gefunden wurde, stammt aus dem Mittelsilur Böhmens. In einer Tabelle gibt Verf. eine Übersicht, welche Fossilien aus den grünen und welche aus rötlichen Schieferen stammen; es wird dadurch klar, daß beide Schiefer altersäquivalent sind. **Fr. Heritsch.**

P. Vinassa de Regny: Ordoviciano e Neosilurico nei gruppi del Germula e di Lodin. (Bolletino del R. comitato geol. d'Italia. 44, Roma 1915. 295—308. Mit 1 Fossiltafel.)

Ein Hauptergebnis der Aufnahmen des Verf.'s und von M. GORTANI in den Karnischen Alpen war die Feststellung, daß ein großer Teil der auf der österreichischen Spezialkarte (Bl. Oberdrauburg—Mauthen) als Silur ausgeschiedenen Schiefer in das Obercarbon zu stellen ist. In Schieferen unter den Devonkalkmassen haben die beiden italienischen Forscher Caradoc nachgewiesen. Im Zug des Mt. Germula gibt es außer devonischen und obersilurischen Kalken Schiefer des Untersilurs, wobei die Serie eine überstürzte Falte ist. Transgressiv greift Obercarbon darüber. Im Obersilur sind neben den gewöhnlichen rötlichen Kalken auch Kalke mit verkieselten Korallen vorhanden. Die durchaus nicht einfachen Lagerungsverhältnisse werden im Detail geschildert — leider fehlen Profile, ein Mangel, den der Leser um so schwerer empfinden wird, dem nicht die italienischen tavolette zur Verfügung stehen. Aus dem Untersilur und zwar von der Casera Costa di Crignis beschreibt Verf. eine Reihe von Fossilien (*Monotrypa simplicissima* VIN., *Diplotrypa Germulae* n. f., *Prasopora fistuliporoides* VIN., *Orthis Actoniae* SOW., *O. flabellulum* SOW. usw.).

Der nach dem Verf. obersilurische Kalk mit den verkieselten Korallen enthält eine Fauna, die jener des Lodin (Ref. dies. Jahrb. 1910. II. - 320-) ähnlich ist: *Cyathophyllum Taramellii* DE ANG., *C. vermiculare* GFSS., *Cystiphyllum Geyeri* DE ANG., *Heliolites porosus* GFSS., *Favosites Goldfussi* M. E. H., *F. Thildae* DE ANG., *Actinostroma clathratum* NICH., *Act. bifarium* NICH., *Pentamerus linguifer* SOW., *Orthoceras alticola* BARR. [Ref. kann den Verdacht nicht unterdrücken, daß diese Fauna einen „gemischten“ Eindruck macht, so wie jene des Monte Lodin¹. *Cyathophyllum vermiculare*² und *Heliolites porosus* sind evident devonische Arten. *Pentamerus linguifer* geht von E bis G. Es bliebe also nur der auf das Silur zeigende *Orthoceras alticola* übrig. Die Sache scheint dem Ref. noch ungeklärt. Die Fauna von Lodin hat Ref. im Gegensatz zu den Italienern ins Devon gestellt, denn sie enthält z. B. *Heliophyllum helianthoides*, *Cyathophyllum vermiculare* etc. Die Stellung der Kalke mit den ver-

¹ HERITSCH, Mitteil. d. naturwiss. Vereins f. Steiermark. 54. 40 und Tabelle.

² HERITSCH, Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wissensch. 94. 335.

kieselten Korallen in das Devon würde allerdings eine wesentlich kompliziertere Tektonik bedingen, als sie von VINASSA DE REGNY angenommen wird.]

In der Gruppe des Lodin-Findeniggkofels treten Silurkalke auf, welche die durch GEYER bekannt gemachten Graptolithenschiefer als Einschaltungen führen. Der größere Teil der Schiefer am österreichischen Abfall des Findeniggkofels liegt transgressiv über dem Silur und gehört dem Obercarbon an. Die Transgression ist an der österreichischen Militärstraße auf der Nordseite des Findeniggkofels wohl aufgeschlossen. Das Hangendste des Silurs sind hier graue Kalke mit verkieselten Korallen, die außer Lokalformen *Alveolites Labechei* M. E. H., *Favosites Goldfussi* M. E. H., *Actinostroma clathratum* NICH., *Cladrodictyum regulare* ROSEN enthalten. Auf der österreichischen Spezialkarte (Bl. Oberdrauburg—Mauthen) sind die Obercarbonschichten als Silurschiefer ausgeschieden. Fr. Heritsch.

M. Gortani: Contribuzioni alle studio del Paleozoico carnico. V. Fossili eodevonici della base del Capolago (Seekopfsöckel). (Palaeontographia italica. 21. Pisa 1915. 117—187. 3 Taf.)

Die Fossilien stammen aus dem hellen Kalk („helle Kalkbank“, Sammelreferat, p. 238) unter dem Obersilur des Seekopfsöckels. Die wichtigsten seien angeführt: *Orthis striatula* SCHLOTH., *Strophomena rhomboidalis* WILCK., *Str. carnica* n. f., *Str. Phillipsi* BARR., *Orthotetes hipponyx* SCHNUR, *Atrypa reticularis* LINNÉ, *A. aspera* var. *laevicosta* GORT., *A. Arimaspus* EICHW., *A. italica* n. f., *Karpinskya conjugula* TSCHERN., *K. Tschernyschewi* SCUP., *Spirifer togatus* BARR., *Sp. secans* BARR., *Sp. pseudoviator* SCUP., *Sp. inflectens* BARR., *Sp. subtiro* BARR., *Sp. inflatus* SCHNUR, *Cyrtina heteroclyta* DEFR., *Spirigera philomela* BARR., *Pentamerus Sieberi* BUCH, *P. optatus* BARR., *Rhynchonella monas* BARR., *Rh. nympa* BARR., *Rh. simulans* BARR., *Rh. postmodica* SCUP., *Rh. princeps* BARR., *Rh. Bureaui* BARR., *Terebratula cuneata* SCUP., *Cypricardinia scalaris* PHILLIPS, *C. crenicostata* ROEMER, *C. aequabilis* BARR., *Orthonychia patelli formis* HOLZAPFEL, *Platyceras pericompsum* WHIDB., *Pl. fecundum* BARR., *Eutamis tuberosa* JONES, *Bronteus alpinus* GORT., *Phacops Bronni* BARR., *Cheirurus Sternbergi* BOECK, *Harpes venetus* n. f.

In einer großen Tabelle vergleicht Verf. die Fauna mit obersilurischen, unter- und mitteldevonischen und zeigt, daß es sich um Unterdevon handelt. Es fehlen der Fauna weder Formen, die für das obere, noch solche, die für das untere Unterdevon der Karnischen Alpen bezeichnend sind. Am zahlreichsten sind die Arten, welche für f_2 konjunktur, für das mittlere Unterdevon bezeichnend sind; es fehlen alle Elemente, welche nur in f_1 und g in Böhmen vorkommen. Daher gehört die Fauna in das mittlere Unterdevon. Eine ganze Reihe von Arten ist zum ersten Male im alpinen Devon nachgewiesen (z. B. *Spirigera philomela*, *Phacops Bronni* etc.).

Wie es beim alpinen Mitteldevon der Fall ist, zeigt auch diese Fauna gute Beziehungen zu Böhmen, weniger zum rheinischen Devon. In der Zahl der Exemplare (bei einer Art und im ganzen) überwiegen die Brachiopoden; häufig sind auch die Crustaceen.

Fr. Heritsch.

M. Gortani: Revisione del rilevamento geologico nel nucleo centrale carnico. (Bolletino d. R. comitato geol. d'Italia. 44. Roma 1915. 309—314.)

Die Revision der Aufnahmen von VINASSA DE REGNY und GORTANI durch den letzteren im Gebiete des Mt. Germula und Lodin ergab einen komplizierteren Bau als die beiden zuerst angenommen hatten. In der Gruppe der Cima Costa Alta wurde unter transgredierendem Obercarbon Obersilur nachgewiesen, dessen rote Kalke an der Creta rossa eine kleine Fauna enthalten (*Cardiola interrupta*, *C. gibbosa*, *Orthoceras potens*, *O. dulce*, *O. Argus*, *Enerinurus Beaumonti*, *E. Novacki* usw.); eine ähnliche Fauna wurde an der Cima Costa Alta nachgewiesen. Ferner wies Verf. im Becken von Chiasso anstoßend an Orthoceren Kalke zwischen La Stua und der Casera Ramàz eine Caradocfauna nach (*Acanthotrypa carnica*, *Hallopore Taramellii*, *Orthis bifurcata*, *O. flabellulum*, *Porambronites intercedens*).

Verf. beschäftigt sich mit dem schönen Profil des Seekopfsattels, das VINASSA DE REGNY dargestellt hat (siehe Sammelreferat, dies. Jahrb. 1915. II. -251-); er betont die „Überstürzung der klassischen Serie des Profils“. Es ist das große Verdienst der beiden Italiener, die Sache klar gestellt zu haben und für die Komponenten des Profils die genauen Altersbestimmungen gemacht zu haben. Die „helle Kalkbank“ des Profils (Sammelreferat p. 238) ist Unterdevon; ein Teil der Schiefer ist Caradoc. Obersilurkalke liegen über dem Caradoc und führen u. a. *Orthoceras potens*, *O. Michelini*, *O. subannulare*, *Cardiola gibbosa*, *C. migrans*, *Enerinurus Beaumonti*, *E. Novacki*, *Arethusina Konincki*.

Die Überstürzung der Schichtfolge des Seekopfsockels setzt sich in das Valentintal und auch noch weiter jenseits der Plöckenstraße gegen Osten fort. Dieser Faltenbau mit den Obersilurkernen, die im Streichen untersinken und so „ellipsoidi“ bilden, ist nach den beiden Italienern das „tektonische Motiv“ der Karnischen Alpen, welches von dem Obercarbon transgressiv übergriffen wird.

Fr. Heritsch.

H. Mohr: Über den vermeintlichen Fund von Carbonpflanzen bei Mariensee im Wechselgebiete. (Verh. d. geol. Bundesanst. Wien. 1922. 67—68.)

Verf. zeigt, daß der im Jahre 1907 bekannt gemachte Fund von Carbonpflanzen bei Mariensee eine an G. A. KOCH begangene Mystifikation war.

Fr. Heritsch.

L. Kober: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. (Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl. Abt. I. 130. 1921. 375—381.)

Verf. gibt (s. Ref. dies. Jahrb. 1913. II. -280—283-) vom Standpunkte der Deckentheorie eine Übersicht der tektonischen Elemente, die außer einer Reihe von neuen Namen für Decken noch mancherlei Änderungen, die durch Forscher, die nicht auf dem Boden des „starrten Schemas der Deckentheorie“ stehen, erzwungen wurden, enthält. Über den Zentralgneis- und Schieferhüllendecken liegt die Radstädter Decke, deren Tektonik nach Aufgabe der UHLIG'schen Stratigraphie wesentlich geändert ist. Darüber folgen Quarzphyllite, deren Äquivalent die Schladminger Quarzitdecke sein soll. Eine höhere Einheit ist das Altkristallin. Dann folgt nochmals Altkristallin in besonders hoch metamorphem Zustande. Noch höher liegt die Bundschuhmasse und darüber folgt erst das Paläozoicum. [Ref. bemerkt: Eine Kritik der aphoristischen Auseinandersetzungen des Verf.'s könnte nur gegeben werden, wenn man eine 10mal so dicke Abhandlung schriebe. Aus der vom Verf. beigelegten Kartenskizze ergibt sich, daß der Rahmen des „Tauernfensters“ durchaus ungleichartig in N und S, O und W ist; das führt das ganze System ad absurdum. Persönliche Auslassungen und eine bewegliche Klage gegen AMPFERER, SCHWINNER, SANDER und den Ref. beschließen, obwohl solches bisher in den Akademieschriften verpönt war, des Verf.'s Auslassungen.

Fr. Heritsch.

K. Holdhaus: Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiete in Kärnten. (Anzeiger d. Wiener Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl. Sitzung vom 27. Jänner 1921.)

Verf. wies im genannten Gebiete fossilführende Trias nach, die große Ähnlichkeit mit jener des Radstädter Gebietes hat. Über Dolomiten liegen dunkle Tonschiefer und graue, bzw. dunkle Kalke mit rhätischen Versteinerungen. Darauf liegt als Schubmasse des Carbon die Stangalpe. [Ref. bemerkt dazu: Im Profile der Eisentalhöhe liegt über dunklen rhätischen Kalken eine Schuppe von Gneismylonit, welche das Carbon trägt. Auf der Nordseite des Turracher Carbons, im Wildangergebiete, sind solche triadische Kalke und Dolomite entwickelt. Aber nicht alle Kalke des Turracher Gebietes sind mesozoisch; die spateisen- und magnesitführenden Kalke sind mit Phylliten von Grauwackenhabitus enge verbunden, durch einen Metamorphosehiatus von dem Carbon getrennt; sie sind in jeder Richtung mit dem Grauwackenpaläozoicum parallelisierbar. — Die Funde des Verf.'s sind deswegen bedeutungsvoll, weil sie zeigen, daß die Fazies des zentralalpinen Mesozoicums gegen Osten über den Rahmen des Tauernfensters hinaustritt. Vom Mesozoicum des Königstuhlgebietes zu jenem an der Katschberglinie sind nur wenige Kilometer und es heißt nicht sanderes, als das Schema der Deckenhypothese durch einen künstlichen Schnitt retten zu wollen, wenn die beiden mesozoischen Verbreitungen verschiedenen Decken zugewiesen werden.]

Fr. Heritsch.

K. Holdhaus: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. (Mitteil. d. geol. Gesellsch. in Wien. 14. 1921. 85—103. Mit 2 Textfig.)

Verf. beschreibt im Profil Innerkrems—Heiligenbachgraben—Eisentalhöhe die kristalline Grundlage (Gesteine vom Typus der Katschbergschiefer, Bundschubgneise, diaphthoritische Granatenglimmerschiefer, Amphibolite), über der diskordant Quarzite liegen. Darüber liegt Trias: feinkristalline Dolomite und dolomitische Kalke, darüber dunkelgraue, glänzende Phyllite. Quarzphyllite bis Tonschiefer (karnische Stufe?), darüber graue, brecciöse, bituminöse Dolomite von geringer Mächtigkeit (Hauptdolomit?); das Hangende sind graue bis schwärzliche Kalke, die mit sehr dünnschieferigen Mergeln wechseln; in den Kalken und Mergeln finden sich Rhätfossilien. Als Schubmasse liegen darüber Sandsteine und Konglomerate des Carbons. — In detaillierter Erörterung bespricht Verf. die einzelnen Schichtglieder von anderen Stellen seines Studiengebietes. Davon sei nur eines hervorgehoben. Mit den Quarziten kommen Phyllite vor, die mit Dolomit durchsetzt sind und auch Trümmer von Quarz führen [d. i. nach der Meinung des Ref. eine Folge von Durchbewegung und daher mechanisch zu deuten]. — Auf die Trias ist Carbon aufgeschoben, das aus Konglomeraten, Sandsteinen und sandigen Schiefern besteht und eine beträchtliche Mächtigkeit hat. Dagegen wechselt die Mächtigkeit der Trias sehr stark.

Wie aus der Darstellung des Verf.'s hervorgeht, erstrecken sich seine Detailaufnahmen auf das Gebiet westlich des Königstuhles; denn er berührt das Gebiet zwischen dem Königstuhl und Turrach nur ganz kurz. Es ist ihm, wie Ref. bemerkt, daher entgangen, daß die Kalke in diesem letzteren Terrain mit den Phylliten unter dem Carbon (Grauwackenphylliten) verbunden und daher dem paläozoischen Kalk der Grauwackenzone zu parallelisieren sind (was in FR. HERITSCHE, Geol. von Steiermark, p. 26 u. 222 angemerkt ist). Diese Kalke möchte Verf. als Schubsplitter von Trias, die in das Carbon emporgepreßt sind, deuten. Verf. rechnet auch das Paaler Carbon in eine Einheit mit dem Stangalpencarbon, wobei ihm der große Unterschied beider entgangen ist; denn die Konglomerate des Stangalpen carbons sind mechanisch unverletzt — man könnte ihnen fast einen nagelfluhartigen Charakter zubilligen —, jene des Paaler Carbons sind lebhaft durchbewegt. — In den Konglomeraten des Stangalpen carbons wies Verf. außer den ganz überwiegenden Quarzgeröllen Rollstücke von Quarzit, Tonschiefer, Glimmerschiefer und Granitgneis nach. Es fehlen alle Gerölle der Gesteine der Hohen Tauern, von Granatglimmerschiefer, Bundschubgneis, was Verf. als Hinweis auf die Ortsfremdheit und Deckschollennatur des Carbons ansieht. Verf. macht schließlich auf die Symmetrie des Königstuhlgebietes zum Brennergebiete und auf die vielfach in den Ostalpen vorhandene Lagerung des Carbons auf Trias (Tarntal, Tribulaun, Aflenz, Semmering) aufmerksam. Er betrachtet die Verhältnisse des Königstuhlgebietes als Beweis des Deckenbaues in den östlichen Zentralalpen. Von Beziehungen zum Radstädter Mesozoicum ist — wohl aus theoretischen Gründen — nicht mehr die Rede.

Fr. Heritsch.

Gallenstein, H.: Aus Kärntens Carditaschichten. (Carinthia II. 29 u. 30. 1—8; 31. 30—31. Klagenfurth 1921/22.)

Lex, F.: Die geologische Literatur von Kärnten. (Carinthia II. 31. 1—27. Klagenfurth 1922.)

Voralpenzone.

E. Nowak: Studien am Südrande der böhmischen Masse. (Verhandl. d. geol. Staatsanst. in Wien. 1921. 37—47. Mit 2 Textfiguren.)

Im Tertiär am Südrande der böhmischen Masse liegen die Melker Sande über den Schichten von Molt und sind wenigstens z. T. gleichalt den Eggenburger Schichten; sie sind Untermiocän, können aber lokal ins Oberoligocän hinabreichen; die Melker Sande stehen auch in engem Verbande mit dem unteren Teil des Hollenburger Konglomerates und tauchen im allgemeinen unter die Schlierablagerungen des Alpenvorlandes hinab; aber der ältere Teil des Schliers tritt auch in Wechsellagerung mit den Melker Sanden auf und greift stellenweise sogar unter diese hinab. So ergeben sich nicht einfache Faziesverhältnisse. — Die Melker Schichten sind über ein kompliziertes Relief des Südrandes der böhmischen Masse ausgebreitet. Dieses Relief ist ein W oder SW gerichtetes früholigocänes Talsystem, das bei dem flexurartigen Abbiegen des böhmischen Massivs zur Geosynklinale des Vorlandes unter den Meeresspiegel kam; kompliziert werden die Verhältnisse durch Brüche bei der Absenkung. Zwischen den heutigen, vielfach epigenetisch angelegten Erosionsformen und den prämiocänen besteht Disharmonie. — Die Brüche am Südrande der böhmischen Masse stehen in Beziehung zum flexurartigen Hinabbiegen; der Südrand des Massivs nimmt streckenweise geradezu Schollenstruktur an. Das Bruchsystem streicht in Oberösterreich NW—SO; mit Annäherung an die SO-Ecke der Masse tritt ein NO—SW streichendes System in den Vordergrund. Es herrscht also Parallelismus zwischen Brüchen und Massivkonturen, worin sich ein innerer Zusammenhang zwischen Bruchbildung, Flexur und Alpenaufrichtung (letzterer Faktor ist der primäre) ergibt. Fr. Heritsch.

Cornelius, P.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen in der Allgäuer und Vorarlberger Klippenzone. (Verhandl. Geol. Bundesanst. 1921. No. 11—12.)

Richter, Max: Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu. (Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 1922. 72. 49—80.)

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: 1922

Band/Volume: [1922_2](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1267-1339](#)