

Diverse Berichte

Geologie.

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

W. Bowie: Some Relations between Gravity Anomalies and the Geologic Formation in the United States. (Amer. Journ. of Sc. **183**. 237—240. 1912.)

Berücksichtigt man von den Stationen der nordamerikanischen Schwere-messung nur diejenigen, die von einem auf weitere Entfernung hin geologisch einheitlich zusammengesetzten Gebiet liegen, so ergibt sich für die Schwere-anomalien (Abweichungen des gefundenen von den unter der Annahme vollkommener Isostasie berechneten Werten) eine eigentümliche Abhängigkeit von dem geologischen Alter der Formationen, auf denen die Stationen liegen: die auf Präcambrium stehenden Stationen geben einen durchschnittlich zu großen Wert (positive Anomalie), die auf känozoischem einen zu kleinen, während die durchschnittliche Abweichung auf paläozoischen und mesozoischen Gebieten praktisch = 0 ist. Rechnungen zeigen nun, daß die Zurückführung dieser Anomalien auf Dichtevermehrung resp. -verminderung der oberflächlich oder in geringer Tiefe auftretenden Gesteine zur Annahme unwahrscheinlich großer Abweichungen von dem durchschnittlichen spezifischen Gewicht dieser Massen führen würde; Verf. möchte sie daher lieber auf tatsächliche Abweichungen von der vollständigen Isostasie zurückführen, die, wie Rechnungen zeigen, zahlenmäßig sehr gering sein würden, und glaubt an einen Zusammenhang zwischen diesen geringen Abweichungen und dem Auftreten bestimmter geologischer Formationen an der Erdoberfläche. **Milch.**

F. A. Perret: The Flashing Arcs: A Volcanic Phenomenon. (Amer. Journ. of Sc. **184**. 329—333. 2 Fig. 1912.)

Verf. beobachtete am Nachmittag des 7. April 1906 am Vesuv, daß den sehr zahlreichen, scharfen Explosionen jedesmal unmittelbar bevor man das Auswerfen der Asche sah oder den Knall hörte, ein schwacher, dünner Licht-

bogen voranging, der sich vom Krater aus sehr schnell nach oben und den Seiten bewegte und sich dann im Raum verlor. Die gleiche Erscheinung beobachtete er 1910 während des Ätna-Ausbruches an einem der parasitären Kratere, dessen Explosionen nicht von Aschenauswurf begleitet waren, sondern der lediglich bei jeder Explosion ein oder zwei große Bomben förderte. Verf. betrachtet die Erscheinung gewissermaßen als sichtbare Schallwellen, da irgendwelche Stoffe nicht nachweisbar sind und auch die Geschwindigkeit der Fortpflanzung der Erscheinung auf Schallwellen deutet; er nimmt an, daß die Grenzen, bis bis zu der die Schallwelle fortgeschritten ist, infolge verschiedener Lichtbrechung der gewöhnlichen und der zusammengepreßten Luft sichtbar wird.

Milch.

F. A. Perret: Volcanic Vortex Rings and the direct conversion of Lava into ash. (Amer. Journ. of Sc. 184. 405—413. 7 Fig. 1912.)

Bei der Eruption des Ätna im Jahre 1910 gelang es dem Verf., Wirbelringe von 150—200 m Durchmesser zu photographieren, die fast ganz aus vulkanischer Asche bestanden. Verf. betont, daß diese Aschenwirbelringe aus einem Krater entstammten, der flüssige Lava enthielt, und führt zum Beweise, daß der größte Teil der Asche durch Gasexplosionen emporgeschleuderte Lava und nicht älteres, kompaktes, durch die spätere Explosion zerriebenes Material sei, andere Beobachtungen und theoretische Gründe an; — auffallenderweise nimmt er an, daß diese seine Auffassung von der Mehrzahl der Geologen und Petrographen nicht geteilt werde.

Die gewaltigen Aschenauswürfe unmittelbar nach einem Lavaerguß erklärt er durch die Annahme, daß, ähnlich wie bei einem Geiser, vor dem Lavaerguß die unteren Teile der Lavasäule potentiell in einem explosiven Zustand seien, aber durch den Druck der über ihnen liegenden Lavamassen an der Explosion verhindert würden; sie explodieren, sobald durch Ausfließen der oberen Teile der Druck verringert wird. Erscheinungen wie die „Nuées ardentes“ des Mont Pelée erklärt er durch den Zerfall zähflüssigen Magmas bei plötzlichem Nachlassen des Drucks in Gas und festes Material.

Milch.

O. Grupe: Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalterruptionen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911. 63. 264—316.)

Nach einer kurzen Einleitung stellt GRUPE bezüglich des Alters der Dislokationen des Gebietes fest, daß sie im wesentlichen präoligocänen, und zwar nach Analogie mit den von STILLE a. a. O. gewonnenen Resultaten wahrscheinlich jungjurassischen Alters seien. Verf. begründet dies in überzeugender Weise durch das Vorhandensein einer im wesentlichen aus Buntsandstein, aber auch aus jüngeren Gesteinen der Trias bis zum Lias bestehenden präoligocänen Penepplain. Diese alte Landoberfläche wird diskordant vielfach von Unteroligocän überlagert. Das einheitliche Oberflächenniveau des Buntsandsteins mit den in Gräben zwischen ihm eingesenkten jüngeren Schichten

läßt unzweideutig erkennen, daß die Gräben ebenfalls von der Verebnung mit betroffen, also präoligocänen Alters sein müssen, während die jüngere Trias außerhalb der Gräben, wie heute, bereits damals völlig abgetragen war.

Die jungtertiäre Dislokationsphase, die im Solling etwa noch weit stärker gewirkt hatte, klingt hier allmählich aus. Die heutige Morphologie ist daher hier im wesentlichen ein Produkt der Erosion in dem nur en bloc über das alte Denudationsniveau erhobene Land. Nur so kann Verf. z. B. den eigenartigen Durchbruch der Lüder durch den Tertiärgraben von Fulda erklären. Die nach Süden hin abnehmende Bedeutung der Tektonik als morphogenetisches Element wird sehr hübsch gezeigt an dem Verhalten der nach GRUPE hier auf den Randspalten der Gräben emporgedrungenen Basalte, die hier in einheitlichem Niveau die verworfenen Schichten innerhalb und außerhalb der Gräben diskordant überlagern, während sie im Solling vielfach durch die von den Grabenverwerfungen frisch erzeugten Höhendifferenzen in ihrer Ausbreitung einseitig behindert wurden.

Ihren wesentlichen Abschluß fanden die jüngeren Dislokationen im Pliocän, diluviale Störungen sind noch geringfügiger und lokal und bekunden nur noch ein letztes Ausklingen der schwachen tertiären tektonischen Wirksamkeit.

Für die Talbildung schreibt Verf. den jungtertiären Dislokationen im wesentlichen nur insofern Bedeutung zu, als sie das Lageverhältnis des Landes zur Erosionsbasis und damit die Talentwicklung bestimmten.

An der Weser, deren Tal GRUPE im Gegensatz zu SIEGERT als jungtertiärer Entstehung auffaßt, unterscheidet er außer den eben schon in diesem Tal abgelagerten pliocänen Schotterresten noch 3 diluviale, 3 Vereisungen entsprechende Terrassen: die obere, mittlere und untere Terrasse. Nach GRUPE beherrschte vor allem der tektonische Leinetalgraben die Entwicklung des morphologischen Bildes, so zwar, daß schließlich das Wesersystem von der Ur-Leine-Aller durch Rückwärtsverlegung der Quelläste derselben seiner Zuflüsse beraubt und abgezapft wurde.

Schließlich bespricht Verf. eingehend den Einfluß der Dislokationen auf die Basalteruptionen. Er führt aus, daß die Basaltdecken vielfach der präoligocänen Buntsandsteinoberfläche aufsitzen. Die Eruptionsschote treten vielfach in Begleitung von Schlotbreccien auf, die mit Stücken und wechselnd großen Schollen jüngerer Gesteine (bis Lias) durchsetzt sein können, woraus BÜCKING schloß, daß die Basalte einst alle überlagernden jüngeren Triasschichten in Unabhängigkeit von präexistierenden Spalten durchschlagen und die vorhandenen Reste in den Eruptionsschlot zurückgefallene Bruchstücke jener Explosionen seien. GRUPE dagegen erklärt die Lagerungsverhältnisse dieser postoligocänen Gebilde als auf der präoligocänen Peneplain entstanden, zu einer Zeit also, da die Basalte die jüngeren Triasschichten außerhalb der Gräben nicht mehr durchschlagen konnten, da sie da allenthalben bereits bis zum Niveau der Peneplain denudiert waren. Diese überzeugende Darlegung dient GRUPE nun andererseits wieder als Argument dafür, daß nun umgekehrt die Basalte gerade in Abhängigkeit von den alten Dislokationslinien emporgedrungen sein sollen. Darin bestärkt ihn, daß die Basalte vielfach in, an oder nahe bei den

Gräben in Reihen auftreten, welche den Dislokationslinien derselben annähernd parallel sind. Da aber die präoligozänen Spalten zur Zeit der jüngeren Dislokationsphase keine Reaktivierung zeigen, nimmt GRUPE an, daß die Basalte auf geschlossenen Spalten emporgedrungen sind. Sie sind nach ihm also nicht etwa durch nachbarlich gleichzeitig absinkende Schollen emporgepreßt worden, sondern sie erumpierten aus einem ihnen inwohnenden Impuls und haben sich auf den alten Spalten selbständig ihre Eruptionskanäle geschaffen, wie dies besonders auch die vulkanischen Tuffbreccien bezeugen.

Hans Reck.

Henke: Über die Wirkungen des Gebirgsdrucks auf devonische Gesteine. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 63. -98—110-. 1911. 15 Fig.)

P. G. Krause: Über Wellenfurchen im linksrheinischen Unterdevon. (l. c. -196—202-. 3 Fig.)

1. Verf. macht zunächst darauf aufmerksam, daß die gegen eine allgemeine Druckrichtung verschiedene, durch eine vorangegangene Faltung hervorgerufene Lage der Schichten aus dem gleichen Komplex scheinbar verschiedene Gesteine hervorgehen lassen kann: wo z. B. bei einer Wechsellagerung von Tonschiefer- und Grauwackebänkchen Schichtung und Schieferung zusammenfallen, entstehen ebenschieferige Gesteine, bei denen die Tonschiefer- und Grauwackebänkchen getrennt bleiben, während dort, wo beide Richtungen sich schneiden, gebänderte Transversalschiefer auftreten.

Sodann gibt er ein Verfahren an, um schwer erkennbare Schichtflächen in geschieferten Gesteinen sichtbar zu machen: die angeschliffene und polierte Fläche wurde mit Salzsäure geätzt, sodann mit (weißer) Farbe bestrichen und wieder abgeschliffen.

Bei der Beschreibung der an den Gesteinen beobachteten Erscheinungen werden zunächst Belegstücke abgebildet, die bei stark geschieferten Tonschiefern des obersten Unterdevons und des untersten Mitteldevons im Sauerland eine Fältelung resp. Knickung der Schieferungsfläche erkennen lassen — besonders schön zeigt diese Knickung der Schieferung auch ein in Sericitschiefer umgewandeltes Porphyrgestein dieses Gebietes. Sodann wird die Einwirkung der Schieferung auf Grauwacken geschildert: „es tritt eine Zerklüftung auf, durch die bei nicht zu dicken Bänken eine Verschiebung, die Flaserbildung, stattfinden kann. Durch diesen Vorgang entstehen auf der Schichtfläche in Reihen angeordnete Wülste, die häufig als primär angesehen und für „Rippelmarks“, fossile Wellenfurchen, gehalten werden.“ Echte, primäre Wellenfurchen hat Verf. in seinem Gebiet nie beobachtet, hingegen eine Abhängigkeit der Richtung der Wülste von dem Winkel der Streichrichtung der Schichtung mit der Schieferungsebene festgestellt. Auch der Aufbau gewisser Tonschiefer der Siegener Schichten aus gekröseartig durcheinander liegenden, teilweise gebänderten Schmitzchen ist dem Gebirgsdruck zuzuschreiben; auffallenderweise ist diese Stauchung häufig erfolgt, ohne die Oberfläche der Bänke beeinflußt zu haben. Schließlich werden Belegstücke für ungemain

starke Zusammenfaltung dünnplattiger Sandstein- und feingebänderter Grauwackenschiefer abgebildet.

2. Im Gegensatz zu der von HENKE über „Flaserung und Wellenfurchen“ im Rheinischen Schiefergebirge vertretenen Auffassung weist P. G. KRAUSE darauf hin, daß im unteren Ahrthal sich unter den Grauwackenschiefern der Siegener Stufe alle Ausbildungsformen von den fein parallel gebänderten zu den schwach flaserigen bis zu den grobflaserigen mit allen Übergängen beobachten lassen, so daß hier die Flaserung nicht als Druckwirkung bezeichnet werden kann. Die in den grobflaserigen Varietäten auftretenden Wellenfurchen lassen sich von fossilen und rezenten Bildungen nicht unterscheiden; die Lagen mit Wellenfurchen sind voneinander durch parallele ungestörte Gesteinslagen getrennt und, wie durch das Auftreten wenig oder gar nicht verdrückter Fossilien in einigen Horizonten bewiesen wird, auf Schichtflächen beschränkt. Am stärksten spricht für die Wellenfurchennatur dieser Gebilde der Umstand, daß auf verschiedenen, hintereinander gelegenen Schichtflächen die Richtungen der Furchen verschieden angeordnet sind. **Milch.**

Täuber, A.: Lage und Beziehungen einiger tertiärer Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder großen Seen. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVI. 1913. 412—490. 1 Taf. 2 Fig.)

Hoel, A.: Notiz zu K. SCHNEIDER: „Die vulkanischen Erscheinungen der Erde“. (Centrabl. f. Min. etc. 1913. 498.)

Äußere Dynamik.

J. Thoulet: Analyse d'une poussière éolienne de Monaco et considérations générales relatives à l'influence de la déflation sur la constitution lithologique du sol océanique. (Ann. de l'Inst. Océanogr. Monaco. 1911. 3, 2. 1—8.)

Verf. untersuchte in Verfolg früherer Arbeiten $8\frac{1}{2}$ g äolischen Staub vom Glockenturm der Kathedrale von Monaco. Er fand denselben vorwiegend bestehend aus Quarzkörnern von gerundeter, runzeliger Form und mittlerem Durchmesser von 0,69 mm; daneben ließen sich erkennen die verschiedensten Mineralien, Kohlenstaub, Pflanzenreste (auch Diatomeen) und als besonders interessant schwarze, braune und gelbe Kügelchen und Chondren, die für kosmogen erklärt werden, wie die Meteoritenkügelchen, welche der Challenger im roten Tiefseeton nachwies.

Experimente ergaben dem Verf. die mittleren Durchmesser von Quarzkörnern, die von bestimmten Windgeschwindigkeiten aufgehoben werden. Aus der Tabelle, die er hierfür aufstellt, möge ein Auszug wiedergegeben werden:

Windgeschwindigkeit		Durchmesser in mm
in Sekundenmetern	nach der BEAUFORT-Skala	
0,00—2,00	0 = „Calme“	0,00—0,16 = Allerfeinstes und sehr feiner Sand (nach der Bezeichnung THOULET's)
2,80—3,00	1 = „Presque Calme“	—0,25
3,60—4,00	2 = „Légère brise“	0,31—0,33
4,30—6,00	3 = „Petite brise“	0,34—0,41 0,47—0,49
6,30—8,00	4 = „Jolie brise“	0,53—0,65
8,10—10,00	5 = „Bonne brise“	0,66—0,73 —0,81
11,00—12,00	6 = „Bon frais“	0,89—0,97
13,00	7 = „Grand frais“	1,05—1,50

} Feiner
Sand

} Mittel-
körniger
Sand

} Grober
Sand

Daß stärkere Luftströmungen selbst kleine Kiesel zu verfrachten vermögen, zeigen die Steinregen, wie sie mehrfach, u. a. von ROLLIER 1907, beschrieben worden sind. Offenbar ist die Form der Mineralfragmente, wie beim Wasser- so auch beim Windtransport von Bedeutung. Abgeplattete Komponenten werden relativ weiter verfrachtet als kugelige.

Da Luftbewegungen, die als „fast windstill“ zu bezeichnen sind, schon sehr feinen Sand transportieren können, dürfte es kaum eine Region des Meeresbodens geben, welche nicht auf diesem Wege viel Material erhält, haben doch auch die feinsten Aschenbestandteile der Krakatau [und anderer größerer Vulkanausbrüche. Ref.], die mehrfach die Erde umkreisten, schließlich wohl größtenteils denselben Weg genommen. Demnach darf die allochthon-äolische Komponente [wie Ref. sie nennen würde] auch dort nicht vernachlässigt werden, wo man aus den Eigenschaften von Sedimentgesteinen auf Verhältnisse der Paläogeographie schließen will.

Andrée.

W. Brennecke: Ozeanographische Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition. I.—III. Bericht. (Ann. d. Hydrogr. 39. 1911. 350—353, 464—471, 642—647. Taf. 25.)

In der Liste der Lotungen, die von der FILCHNER'schen Expedition auf der Ausreise zwischen Bremerhaven und Buenos Aires ausgeführt wurden, sind die Bodensedimente nach der vorläufigen Bestimmung des Geologen der

Expedition F. HEIM angeführt, was hier wenigstens registriert werden mag, da die spezielle Bearbeitung natürlich noch jahrelang auf sich warten lassen wird.

Andrée.

Tiefseelotungen S. M. S. „Planet“ 1910 unter dem Kommando von Korvettenkapitän DOMINIK. (Ann. d. Hydrogr. 39. 1911. 16—20.)

In einer Tabelle Angabe der im südwestlichen Stillen Ozean gesammelten Bodensedimente.

Andrée.

Rd. Lotungen des Kabeldampfers „Stephan“ auf der Strecke Monrovia—Pernambuco 1911. (Ann. d. Hydrogr. 39. 1911. 225—227.)

In Tabelle unter „Grund“ Angabe der Bodensedimente.

Andrée.

Fr. Salmojrighi: Saggi di fondo di mare raccolti dal R. piroscavo „Washington“ nella campagna idrografica del 1882. Nota seconda postuma pubblicata a cura del M. E. prof. ETTORE ARTINI. (Rendiconti d. R. Ist. Lomb. di sc. e lett. (2.) 44. 1911. 951—963.)

Diese zweite, nach dem Tode des Autors von E. ARTINI vollendete Arbeit über die Grundproben des „Washington“ aus dem Jahre 1882 enthält die Resultate der Untersuchung über die Gruppen H und K (vergl. dies. Jahrb. 1912. II. -207-). Die untersuchten Proben stammen sämtlich aus dem Tyrrhenischen Meere, meist aus ziemlich beträchtlichen Tiefen, bis zu 3486 m. In einer Tabelle sind wiederum die festgestellten Mineralkomponenten und ihre Häufigkeit verzeichnet. Zu bemerken ist, daß die Grundproben z. T. eine Art Schichtung zeigen; in diesem Falle wurden die einzelnen Teile getrennt untersucht und als „sopra, mezzo oder sotto“ unterschieden. Unter den authigenen Bestandteilen werden näher besprochen: 1. Manganoxyde. Solche hatten schon ISSEL und DE AMEZAGA 1883 aus dem Mittelmeer als Inkrustation von Fremdkörpern, wie Bimssteinen und Geröllen, sowie in feiner Verteilung im Schlamm nachgewiesen. Der Autor fand sie recht reichlich in dem oberen Teil einer Probe aus 1224 m in bis $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser habenden Konkretionen; auffälligerweise erwies sich der untere Teil der gleichen Grundprobe als völlig frei davon. 2. Carbonate. Calcitkristalle dürften wegen des Vorkommens der Kristallform als authigen-minerogene Komponenten zu bezeichnen sein. Andere Carbonatkörner wurden als Dolomit und Magnesit bestimmt. Unter den allothigenen Mineralkörnern können solche jungvulkanischer Augitgesteine und von kristallinen Schiefern und Tiefengesteinen unterschieden werden. Daneben finden sich Reste sedimentärer Kalke. Solchen entstammen wohl auch Quarzkriställchen mit Kalkeinschlüssen. Im Gegensatz zu den Sedimenten des Ionischen Meeres (vergl. das frühere Referat), welche sich durch einen recht basischen Plagioklas und Olivin auszeichnen, sind die untersuchten Sedimente des Tyrrhenischen Meeres charakterisiert durch Sanidin und Melanit, daneben durch das Auftreten des Chloritoids und blauvioletter Hornblende,

welch letztere beide dem Ionischen Meere fehlen. Verf. diskutiert die Herkunft der einzelnen Komponenten, die z. T. nach Korsika, z. T. nach Latium, z. T. nach den Liparen weisen. Es ist möglich, daß bei den geschichteten Proben die Abstammung der Komponenten der einzelnen Teile der Grundproben verschieden ist. Besonders widerstandsfähige Mineralien, wie Melanit, Spinell, finden sich in den Sedimenten gegenüber den Ursprungsgesteinen angereichert. Den Schluß des Aufsatzes bilden einige Wünsche des Verf.'s spätere ähnliche Untersuchungen betreffend.

[So eingehend die mineralogische Untersuchung der Grundproben durch den Autor auch durchgeführt sein mag, ist es doch sehr zu bedauern, daß so ganz darauf verzichtet worden ist, die Korngrößen und deren Verhältnis in den einzelnen Proben zu bestimmen, was nicht nur für ozeanographische, sondern auch für sedimentpetrographische Zwecke von Vorteil gewesen wäre. Es steht zu hoffen, daß künftig in dieser Hinsicht mehr als bisher die Schlämmmethode Anwendung finden wird. Ref.]

Andrée.

W. Krüger: Meer und Küste bei Wangeroog und die Kräfte, die auf ihre Gestaltung einwirken. (Zeitschr. f. Bauwesen. 1911. 22 p. 13 Textfig. 6 Taf.)

Die ostfriesischen Inseln, zu denen als östliches Endglied Wangeroog gehört, sind einer ständigen Wanderung nach Osten unterworfen und erfordern den Bau und die Unterhaltung großer Strandschutzwerke, da andernfalls die Zugänge zu den großen deutschen Nordseehäfen gefährdet sind. Verf., welcher durch langjährige Beschäftigung mit den Vorarbeiten und der Bauleitung für eine Korrektur insbesondere der Außenjade die Kräfte, welche die Veränderungen der Küste und des Meeresbodens bedingen, kennen gelernt hat, stellt dieselbe in der vorliegenden, mit ausgezeichneten Karten versehenen Abhandlung zusammen, um insbesondere auch zur weiteren Erforschung dieser Fragen anzuregen. Von den Tafeln ist insbesondere Blatt 4, Abb. 1 instruktiv, welche das Wandern der Bodenwellen auf dem Vorstrand von Wangeroog im Laufe eines Jahres veranschaulicht.

Die Kette der Düneninseln nördlich von Ostfriesland und Jeverland war früher in ständiger Wanderung begriffen; die Inseln brachen im Westen ab und wuchsen im Osten wieder an. Nur Borkum und das Westende von Juist scheinen durch den Lauf der Ems in ihrer Lage festgehalten zu sein, doch macht sich bei Juist die Wanderung in einer Veränderung des Ostendes geltend. Durch die Inselbefestigungen hat die Wanderung jetzt im wesentlichen aufgehört. Vor der Inselkette vorbei findet aber noch immer eine starke Wanderung des Sandes statt. Als Ursache dieser Wanderung führt Verf. an: 1. die Wellenwirkung auf den Strand, wodurch ein starker, ostgerichteter Küstenstrom entsteht, da die vorherrschenden Winde von Westen kommen. Seltener von Osten kommende Wellen kommen über flacheres Wasser und können sich nicht so entwickeln, wie die aus der freien Nordsee. 2. Der Wind wirkt unmittelbar durch Sandwehen und Dünenbildung. 3. Der täglich 2×6 Stunden laufende Flutstrom. Bei Flut entsteht schräg zur Küste eine Strömung, die beim Auf-

treffen an den Vorstrand nach Osten abgelenkt wird und stärker ist als die entgegengesetzte Ebbestromung. Außerdem setzt der Ebbestrom von der Küste ab, wird also nicht von ihr abgelenkt.

Bemerkenswerterweise ist die Korngröße der Sande überall die gleiche, eine wesentliche Abnutzung der Sandkörner scheint also im Laufe der West—Ost-Wanderung nicht einzutreten. [Den ganzen Weg hat aber wohl sicher nur ein Teil des Sandes mitgemacht, ein anderer, nicht unbeträchtlicher Teil dürfte erst im Laufe dieser Wanderung vom Meeresboden herbeigebracht und in die östliche Bewegung mit hineingezogen werden. Ref.]

Die Einzelheiten der Wanderung der Riffe und Platen und die Veränderung der Watten mit ihren Prielien, Baljen und Seegatten sind im Original einzusehen, in welchem Ref. die Benutzung des sonst gebräuchlichen Ausdruckes der „Küstenversetzung“ (PHILIPPSON) oder „Strandvertriftung“ (KRÜMMEL) und einen Hinweis auf KRÜMMEL's wichtige Arbeit: „Über Erosion durch Gezeitenströme“ vermißt, wodurch aber die allgemeine Bedeutung der Arbeit nicht gemindert wird.

Andrée.

A. Rühl: Isostasie und Peneplain. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkde. Berlin 1911. 479—485.)

Es ist eine auffällige Tatsache, daß wir auf der Erdoberfläche zwar allenthalben subaerische Verebnungsflächen antreffen, zugleich aber stets bemerken, daß diese durch junge Krustenbewegungen gehoben und bereits wieder etwas zertalt sind. Dies scheint eine so große Beweglichkeit der Erdkruste zu erweisen, daß früher von mancher Seite behauptet wurde, tektonische Ruhepausen von einer Länge, wie sie zur Ausbildung echter Peneplains erforderlich ist, kämen praktisch gar nicht vor. Die Schollenentlastung durch Abtragung müßte vielmehr stets isostatische Bewegungen auslösen. So erkläre sich dann auch die offenbare marine oder kontinentale Veranlagung der einzelnen Teile der Erdrinde. RÜHL versucht in seinem gedankenreichen Aufsätze im Gegenteil gerade die Isostasie, im Anschlusse an J. HAYFORD, zur Erklärung dafür heranzuziehen, „daß unsere gegenwärtigen Rumpfflächen nicht mehr ihre ursprüngliche Höhenlage innehaben.“ Er stellt folgende Vorgangsreihe als gesetzmäßig hin: „Eine gehobene Landmasse wird der Denudation unterworfen, das isostatische Gleichgewicht wird gestört.“ Sowie „die Starrheit der miteinander fest verbundenen Schollen überwunden“ ist, setzt eine „Aufwärtsbewegung zum Ausgleich und damit im Zusammenhang ein Nachfließen unter der festen Kruste“ ein. „Die Denudation erfährt nun so eine Wiederbelebung, die Schollen erheben sich aber wegen der Plastizität nicht mehr bis zu ihrer ehemaligen Höhe. Denken wir uns dieses Spiel unendlich lange fortgesetzt, so wird eine völlige Einebnung eintreten müssen.“ So zeigt denn „das Maß der Hebung im Laufe der Entwicklung meist ein allmähliches Abklingen. So wird es auch erklärlich, daß Gebirge, die seit der paläozoischen Zeit keine neuere Faltung durchgemacht haben, wie z. B. die Appalachen, nicht bis zur Höhe der Faltengebirge aufragen, die nochmals im Tertiär einer Faltung unterworfen wurden.“

Zweifellos bringt RÜHL hier eine Reihe zusammengehöriger Tatsachen zum erstenmal in einen inneren Zusammenhang. Ob freilich wirklich isostatische und nicht vielmehr echte tektonische Kräfte vom epirogenetischen Typus die Erscheinungen hervorrufen, bleibt noch ungeklärt. RÜHL selbst ist sich dessen bewußt, daß namhafte Geologen isostatischen Spekulationen gegenüber sich scharf ablehnend verhalten: ED. SUESS bezeichnete sich noch 1911 als „a heretic in all regarding isostasy“. Auch RANSOME, MELLARD READE, LÖWL (Geologie. p. 144) haben scharfe Worte gefunden. Sicher ist es jedenfalls, daß oftmals die späteren Hebungen direkt den Charakter von Nachfaltungen besitzen (Schweizer Jura, Cascade Range, Südkarpathen etc.). So bedeutet ein Heranziehen der so überaus hypothetischen Isostasie vielleicht nur ein Verschieben des Problems, und wir können mit gleichem Rechte den rein tektonischen Kraftäußerungen eine primäre rhythmische Tendenz zuschreiben. Für die Nichtexistenz unzerschnittener, greisenhafter Abtragungsf lächen zur Gegenwart ist nach Ansicht des Ref. wohl vor allem die von CHAMBERLIN-SALISBURY und DE MARTONNE betonte erdumspannende tektonische Aktivität der Wende von Tertiär und Quartär verantwortlich. RÜHL's lokale isostatische Oszillationen dürften neben den weltweiten epirogenetischen Rhythmen von verebnenden Ruhezeiten und zykluserneuenden Massenhebungen mindestens stark zurücktreten. Das gegenwärtige Fehlen greisenhafter Landoberflächen im Denudationsniveau ist sicherlich ja nur ein vorübergehender Zustand, eine Folge der zu großen Kürze der seit der letzten Hebungsphase verflossenen Ruhezeit; und einem Geologen zur Oligocänzeit hätte angesichts der gewaltigen Ausdehnung der von PHILIPPI u. a. beschriebenen Peneplain sich das Problem zweifellos ganz anders dargestellt.

H. v. Staff.

A. Rühl: GRUND's Studien im Dinarischen Gebirge. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkde. Berlin 1911. 311—320.)

Verf. gibt eine kritische Besprechung der aus der Polemik zwischen den Anhängern und Gegnern von GRUND's Karststudien sich ergebenden hydrologischen Resultate von allgemeiner Bedeutung. Er stellt fest, daß entgegen GRUND's erster Annahme auch gewisse Dolomite zu den karstbildenden Gesteinen gehören. Ferner ist die von GRUND zuerst vermutete und als „Karstwasser“ bezeichnete stagnierende Grundwasserunterschicht nicht vorhanden, so daß diese später auf das normale, klufferfüllende, fließende Karstgrundwasser ausgedehnte Benennung als überflüssig fallen kann.

Der wichtige, von GRUND erkannte Unterschied zwischen den (meist kühleren) Sickerwässern und dem eigentlichen Grundwasser bleibt dagegen bestehen. Von einer direkten Quellenspeisung durch absteigende Tageswässer, wie sie GRUND's Gegner z. T. für möglich hielten, kann keine Rede sein.

Die Fließgeschwindigkeit des Karstgrundwassers ist nach RÜHL in manchen Fällen der langsamer Flüsse (Theiß mit 0,11 Sekundenmetern) nahezu gleich; bei Färbeversuchen darf naturgemäß die Berechnung nicht auf Luftlinienentfernung bezogen werden.

Die Größe der Schwankungen des Grundwasserniveaus ist eine Folge der Enge des Raumes, der dem Wasser in den Klüften zur Verfügung steht. Je älter der Karst, um so aufgeweiteter sind diese Klüfte. Der Schwankungsbetrag ist also ein Kriterium der relativen Jugend eines Karstzyklus.

Zu unterscheiden ist im Karst dieser Schwankungen wegen ein oberes und ein unteres Grundwasserniveau. Schneidet die Landoberfläche das obere Niveau, so entsteht eine periodische Karstquelle, während dem unteren Niveau die sogen. Vauclusequellen zugehören. Quellen und Flüsse sind an dieses Unterniveau, das „kontinuierliche Grundwasser“ gebunden, dessen Existenz KATZER verneinte.

Der vielumstrittene Begriff Polje, zu dem GRUND zuerst nur die tektonisch gebildeten verkarsteten Senkungsfelder rechnen wollte, umfaßt (nach GRUND und CVIJIČ) alle größeren ebensohligten Karstbecken mit unterirdischer Entwässerung, ohne Rücksicht auf die Entstehung. Der Name ist also nur morphographisch, nicht genetisch zu verwenden. Dagegen hat GRUND sechs Entstehungstypen der Poljen aufgestellt. Von der Genese unabhängig sind naturgemäß, je nach ihrer Lage zu den beiden Grundwasserspiegeln, noch trockene, periodisch inundierte und dauernd wassererfüllte Poljen zu unterscheiden.

Einige Bemerkungen über die quartäre Vergletscherung der hercegovinischen Hochgebirge beschließen die klar und sachlich gehaltene Studie.

H. v. Staff.

A. Rühl: Eine neue Methode auf dem Gebiete der Geomorphologie. (Fortschr. d. Naturw. Forschung. 6. 1912. 67—130.)

Unter diesem Titel wird die nunmehr bereits recht alte, von POWELL und GILBERT geschaffene, von DAVIS u. a. ausgebauten Peneplain- und Zykluslehre behandelt, die schon 1898 in den Vereinigten Staaten in einem Mittelschullehrbuch (Physical Geography von DAVIS) vorgetragen wurde. Verf. hat in seine Darstellung auch einige ausführliche Besprechungen wichtigerer Einzelfragen verflochten, von denen die Ausführungen über freie und eingesenkte Mäander (p. 90—91, 121—122) besonders genannt seien. Verf. verteidigt zunächst das von DAVIS gewählte Nomenklaturprinzip und die Verwendung der Deduktion zur Erforschung der Formenentstehung einer Landschaft. Alsdann wird der normale Verlauf eines Denudationszyklus vom humiden (fluviatilen) als dem verbreitetsten Typus geschildert (p. 83—96). Während hierbei zunächst von den Verschiedenheiten der Gesteine abgesehen wurde, wird diesen sodann ein eigener Abschnitt gewidmet (p. 96—104), in dem im Anschluß an E. DE MARTONNE eine morphologische Klassifikation der Gesteine nach ihrer mechanischen Widerstandsfähigkeit, Durchlässigkeit, Klüftung, Löslichkeit und Homogenität u. a. versucht wird. Scharf betont wird mit Recht, daß bei der Beurteilung der Widerstandsfähigkeit eines Gesteines unbedingt der morphologische Effekt maßgebend sei, auch wenn Hammer und Analyse keine Verschiedenheit ergeben. Alsdann wird deduktiv die Anpassung der Entwässerungslinien an die Verteilung mehr und weniger resistenter Gesteine an der Erdober-

fläche geschildert (p. 104—108) und die grundlegenden Begriffe Monadnock (HÄRTLING) und Peneplain kritisch besprochen. Leider wird das so wichtige Problem der Existenz ausgedehnterer mariner Abrasionsflächen sowie deren Diagnose nur gestreift. Die von GILBERT zuerst erkannten epirogenetischen oder Gesamthebungen, durch die jeder Zyklus, von dem wir wissen, in einem beliebigen Moment seines Verlaufes unterbrochen und durch einen neuen abgelöst worden ist, werden ihren Folgen nach besprochen und ihrer Ursache nach, freilich ohne überzeugende Begründung, auf die noch weniger bekannte Isostasie zurückgeführt.

Zum Schluß wird das Problem der Morphogenie der jungen Faltengebirge besprochen. Im Anschluß an BRÜCKNER werden die Formen des Schweizer Jura (gegenüber MACHATSCHK) als zweizyklisch gedeutet, d. h. die zwischen die erste (Haupt-)Faltung und die letzte Hebung (und teilweise Faltung) eingeschaltete pliocäne Peneplainisierung beschrieben (p. 123—127). Einige ganz kurze Bemerkungen über den glazialen und litoralen Zyklusverlauf sowie über die praktische Bedeutung der Methode beschließen die klar und wohl überall leicht verständlich geschriebene Zusammenstellung. Neben diesem Vorzug fallen einige Ungenauigkeiten und Ungleichmäßigkeiten der Darstellung kaum ins Gewicht; z. B. ist es wohl nicht richtig, daß „reine Sandsteine ohne tonige Beimengungen nur mechanisch angegriffen werden“ (p. 98), da auch rein kalkiges Bindemittel vorkommen kann. Ferner weicht MACHATSCHK's Darstellung der Juramorphologie nicht nur „etwas“, sondern durchaus von BRÜCKNER ab. Ebenso veranlaßt die Tatsache, daß „man die Uoberfläche mancher kompliziert gebauter Faltengebirge, z. B. der Alpen, nicht kennt, da sie vollständig zerstört ist“ (p. 128) keineswegs, „daß bisher noch keine Möglichkeit abzusehen ist, das Behandlungsschema auf diese auszudehnen“. MARTONNE's auch von RÜHL als klassisch angeführte Darstellung der transsylvanischen Alpen ist hier ein genügender Gegenbeweis.

Schwerer wiegen jedoch die Unrichtigkeiten, die RÜHL in seiner Einleitung (p. 67—76) vorbringt. Es ist eine bekannte Tatsache, daß die Geomorphologie von Geologen geschaffen (auch DAVIS ist Professor of Geology bis zu seinem Rücktritt 1911 gewesen) und, soweit sie verständig betrieben wird, mit der Geologie aufs engste verknüpft ist. Ein ausgesprochen geologiefeindlicher Standpunkt führt den Verf. u. a. leider zu folgender Bemerkung (p. 75): „RICHTHOFEN war zwar von Hause aus Geologe, aber seine mehr als zehnjährigen Reisen in Europa und fremden Weltteilen hatten seinen Blick unendlich erweitert und auf die Entstehung der Oberflächenformen geleitet.“

H. v. Staff.

J. Versluys: Le Principe du Mouvement des Eaux souterraines. (Traduit du Hollandais par F. DASSESE, Amsterdam 1912. 1—148.)

Das streng mathematisch gehaltene, nur spärliche Winke für die geologische Praxis gebende Werk bespricht klar und kritisch die bisher von so zahlreichen Autoren gemachten Berechnungen und Experimente über die Gesetze des Fließens von Wasser in durchlässigen Medien. Verf. hat alle, und zwar, was

besonders verdienstlich ist, auch die von Amerikanern experimentell gefundenen Werte einheitlich in das metrische System umgerechnet und übersichtlich in Tabellen zusammengestellt. Eigene Versuche fehlen.

Wenn auch für die hydrologische Praxis in den meisten Fällen die auf dem DARCY'schen Gesetze der Konstanz des Quotienten von Fließgeschwindigkeit und Druckgefälle ($v = K \cdot I$, wobei K eine für die Bodenart charakteristische Konstante ist) aufgebauten Formeln völlig genügen, zeigen sich doch Abweichungen nach zwei Richtungen, deren Werte unter gewissen Umständen erheblich sein können. Schon POISEUILLE's (1846) Experimente hatten gezeigt, im Widerspruch zu der bekannten Fassung des nach ihm benannten Gesetzes, daß für den Fluß von Wasser durch kapillare Röhren bei kurzen Röhren mit wachsender Geschwindigkeit der Wert $v : I$ (Debitquotient oder Ablauf) gegenüber der Theorie relativ abnehme (im Prinzip, aber wohl nicht quantitativ, entsprechend der Formel von DUBUAT-BARÉ DE ST. VINCENT $v : I = K : v^5$). Jedem Durchmesser entspricht also eine bestimmte Röhrenlänge, über der das POISEUILLE'sche Gesetz ($v : I = K \cdot D^2$, oder: wahre mittlere Geschwindigkeit des Wassers durch piézometrisches Druckgefälle pro Längeneinheit gleich Temperaturkoeffizient mal Quadrat des Röhrendurchmessers) gilt, unter der aber die Geschwindigkeit langsamer zunimmt als das Druckgefälle. Dies beruht auf Wirbelbewegungen (REYNOLD'sches Phänomen), die in der Praxis in den unregelmäßigen Poren des Bodens bereits bei sehr geringer Geschwindigkeit auftreten. Neben dieser Abweichung vom POISEUILLE-DARCY'schen Gesetz besteht für größere Geschwindigkeiten noch das KING'sche Phänomen. Zusammenfassend läßt sich sagen, daß bei geringer Geschwindigkeit der Debitquotient ($v : I$) etwas rascher anwächst als v . Dieses schwache Anwachsen erreicht ein Maximum bei dem vom Verf. erstmalig festgestellten „kritischen Wert der Geschwindigkeit“; alsdann sinkt der Wert $v : I$ wieder, und zwar erheblich. Während das erste Anwachsen von $v : I$ sich besonders bei geringer Korngröße des Mediums (Sand) zeigt, ist sowohl der Eintritt des endlichen Abfalles bei grobem Korn früher, als die Differenz gegen DARCY's Gesetz stärker. Für Sand von 0,057 mm Korngröße liegt der kritische Wert etwa bei 0,15 sec-cm. Die kritische Geschwindigkeit wäre also etwa umgekehrt proportional der Korngröße (KRÖBER'sche Formel 1884) und überdies von der die Viskosität beeinflussenden Temperatur abhängig. Eine Verbesserung der SLICHTER'schen Aspiratorformel für die praktische Ermittlung von v , die die Bestimmung der Porosität und der „effektiven Korngröße“ SLICHTER's überflüssig macht, wird vorgeschlagen (p. 141).

Anregend für die experimentierenden Geologen ist vor allem eine Zusammenstellung einiger für die völlige Klarstellung der Grundwasserbewegungen noch fehlenden, durch richtig angeordnete Versuche vielleicht größtenteils zu ermittelnden Daten (p. 118—119). — Für den praktischen Geologen, der weniger am Ausbau als an der Anwendung der Theorie Interesse hat, hält Ref. die leider wenig bekannten knappen Darstellungen SLICHTER's (U. S. Geol. Survey Water-Supply Paper No. 67 und 140 sowie 19. Ann. Rept. Pt. II) noch immer für die brauchbarste Behandlung des Stoffes.

H. v. Staff.

H. Höfer v. Heimhalt: Grundwasser und Quellen. Eine Hydrogeologie des Untergrundes. Braunschweig 1912. 135 p. 51 Abb. im Text.

Dieses äußerst klar und anregend geschriebene Werk kann als kurz gefaßtes Kompendium der Lehre vom Bodenwasser nach dem heutigen Stande des Wissens bezeichnet werden. Es erörtert zunächst die Eigenschaften des Wassers und die Methoden zu ihrer Prüfung, worauf ein Abschnitt über die atmosphärischen Niederschläge und ihren Einfluß auf das Bodenwasser folgt. Das Bodenwasser oder Tiefenwasser wird eingeteilt in Grundwasser und in Felswasser, welches letztere wieder in Poren-, Spalten- und Höhlenwasser unterschieden wird. Es wird dann der Einfluß der Erdoberfläche auf die Infiltration der Niederschläge dargelegt, worauf ein sehr interessanter Abschnitt über die Speisung des Bodenwassers durch Kondensation folgt. Eingehend wird das Grundwasser behandelt, welche Darlegungen wesentlich auf des Verf.'s eigenen wichtigen Arbeiten beruhen (vergl. dies. Jahrb. 1893. II. 322). Im weiteren Abschnitt über das Felswasser kommt auch das Tiefenwasser des Karstes zur Sprache, wobei Verf. zwischen der Lehre von den unterirdischen Karstgerinnen und der Karstwasserhypothese zu vermitteln sucht, ohne aber zu verkennen, daß es im tiefen Karst einen nahezu horizontal weit ausgebreiteten Grundwasserspiegel nicht gibt. In den weiter folgenden Kapiteln werden die gewöhnlichen und die Mineralquellen besprochen und zum Schlusse wird auf die Abhängigkeit der Güte des Wassers von den geologischen Verhältnissen, auf den Schutz der Quellen und des Grundwassers sowie auf die Grundprinzipien der Wasserversorgung von Ortschaften kurz eingegangen.

Das kleine Werk löst in vorzüglicher Weise die Aufgabe, dem praktischen Leben, für welches das Wasser von so großer Bedeutung ist, zu nützen, ohne theoretischen Spekulationen aus dem Wege zu gehen. Es wird sich Hydrogeologen und Wassertechnikern zweifellos nützlich erweisen. **Katzer.**

- Arrhenius, Sv.: Widerlegung der physikalischen Einwände gegen die Kohlensäuretheorie. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 582—583.)
- Hanns, W., A. Rühl, H. Spethmann, H. Waldbaur: Eine geographische Studienreise durch das westliche Europa. Mit einer Einl. v. W. M. Davis. Leipzig u. Berlin. 1913. 75 p. 37 Fig.
- Doss, B.: Zwei neue Erdwürfe in Livland. (Dies. Jahrb. 1913. II. 17—32. 1 Taf. 3 Fig.)
- Pfannkuch, W.: Die Bildung der Dreikanter. (Geol. Rundschau. 1913. 4. 311—318. 1 Taf.)
- Gläser, M.: Das Mineralwasser von Deutsch-Jaßnik. (Min.-petr. Mitt. 31. 659—662. 1912.)

Radioaktivität.

P. Krusch: Über die nutzbaren Radiumlagerstätten und die Zukunft des Radiummarktes. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 19. 1911. 83—90.)

Soweit unsere Kenntnis der radioaktiven Lagerstätten reicht, ist das Radium ausschließlich an Uran gebunden. Die radioaktiven Lagerstätten werden eingeteilt in a) magmatische Ausscheidungen auf Pegmatitgängen, b) Uranmineralien führende Zinnerzgänge mit sulfidischen Erzen, c) Uranmineralien führende Kobalt-, Nickel- und Edelmetallgänge. Als gemeinsame Merkmale aller radiumhaltigen Uranerzgänge werden angeführt: 1. alle sind an Granitgebiete und hochgradig umgewandelte Schiefer gebunden. Radium und Uran sind also saure Elemente. 2. Der Flußspatführung begegnen wir nicht nur auf den Gängen des Kornwall-Zinnerztypus, sondern auch in Joachimsthal. Sie spricht nach **Suess** und den Laboratoriumsversuchen für heißeste Exhalationen. 3. Auf allen Gängen, auch bei dem Kornwall-Zinnerztypus, ist die enge Vergesellschaftung der Uranerze mit sulfidischen Erzen von Edelmetall, Kupfer, Kobalt und Nickel bemerkenswert. 4. Wenn auch Zinnerze im Kornwalldistrikt nur auf denselben Gangspalten mit Uran auftreten, so finden sie sich doch auch in anderen Gebieten auf benachbarten. — Von allen Uranerzlagerstätten kann bei einer regelmäßigen Produktion von Rohmaterial nur auf Joachimsthal gerechnet werden. Es folgen noch volkswirtschaftliche Betrachtungen.

A. Sachs.

Centnerszwer, M.: Das Radium und die Radioaktivität. (Natur u. Geisteswelt. Leipzig 1913. 96 p. 33 Fig.)

Czakó, E.: Über Heliumgehalt und Radioaktivität von Erdgasen. (Zeitschr. f. anorg. Chem. 1913. 82. 249—277. 2 Fig.)

Experimentelle Geologie.

Bruhns, W. und W. Mecklenburg: Über die sogenannte „Kristallisationskraft“. (6. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. 1913. 92—115.)

Petrographie.

Allgemeines.

Schwarz, M. v.: Zwei neue Modelle der Dichtebestimmungswage. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 565—570. 1 Fig.)

Berek, M.: Berichtigung und Nachtrag zu meiner Mitteilung „Zur Messung der Doppelbrechung usw.“ (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 580—582.)

Smith, G. F. H.: Description of an apparatus for preparing thin-sections of rocks. (Min. Mag. 1913. 16. 317—326.)

- Leiss, C.: Mineralogisches Demonstrationsmikroskop mit Tischrevolver. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 558—560. 2 Fig.)
- Liesegang, R.: Beiträge zur Geochemie. (Geol. Rundschau. 1913. 4. 403—408.)
- Clarke, F. W.: Some geochemical statistics. (Amer. Phil. Soc. 51. No. 205. 214—234. 1912.)

Gesteinsbildende Mineralien.

- Wetzel, W.: Über ein Kieselholzgeschiebe mit Teredonen aus den Holtenauer Kanal-Aufschlüssen. (6. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. 1913. 59 p. 3 Taf.)
- Westphal, O.: Beitrag zur Kenntnis der optischen Verhältnisse des Periklas. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 516—518. 1 Fig.)
- Engelhardt, E.: Lumineszenzerscheinungen der Mineralien im ultravioletten Licht. Diss. Jena 1912. 39 p.

Eruptivgesteine.

- O s a n n, A.: Petrochemische Untersuchungen. I. Teil. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 481—490. 4 Fig.)
- A b e n d a n o n, E. C.: Considérations sur la composition chimique et minéralogique des roches éruptives, leur classification et leur nomenclature. La Haye. 1913. 34 p.

Sedimentgesteine.

- V. Ziegler:** The Siliceous Oolites of Central Pennsylvania. (Amer. Journ. of Sc. 184. 113—127. 14 Fig. 1912.)

Verf. hat die Kieseloolithe Central-Pennsylvaniens in mehreren Lagern in den wesentlich aus Kalksteinen und Sandsteinen aufgebauten Schichten des Ober-Cambriums und der Beckmantown-Bildungen anstehend gefunden und unterscheidet unter ihnen 4 Typen: von Chalcedon umrindete Quarzkörner, typische Kieseloolithe, teilweise oder ganz verkieselte Kalkoolithe und schließlich Knollen von kieseligen Oolithen mit Kalklagen und gelegentlich auch Kalkkernen. Mit WIELAND führt er die Entstehung dieser Oolithe auf heiße Quellen nahe der Küste des die Kalklager absetzenden Meeres zurück; die kieselensäurereichen Quellwässer bildeten teils die Oolithe direkt und umkrusteten die Körner des Sandes, teils ersetzten sie in den kalkigen Oolithen ganz oder teilweise den Kalk.

Milch.

G. Rother: Über die Bewegung des Kalkes, des Eisens, der Tonerde und der Phosphorsäure und die Bildung des Ton-Eisen-ortsteins im Sandboden. Diss. Berlin 1912. 70 p. 3 Tabellen.

Verf. hat in der Umgegend von Berlin Profile von Sandböden aufgenommen, die folgendes Bild ergaben (vom Ref. mit den in der weit vorgeschrittenen russischen Literatur angewandten Bezeichnungen versehen):

Humushorizont A . . .	0,1— 0,35 m	humoser Sand,
Orterdehorizont B . . .	6,7—13,39 „	gelber Sand mit 2—5 Eiserstreifen
Untergrund C		kalkhaltiger Sand.

Die einzelnen Schichten sind sorgsam analysiert.

Die Eiserstreifen (im Sinne von A. ORTH) enthalten ebensoviel salzsäurelösliches Eisenoxyd wie salzsäurelösliche Tonerde oder sind selbst reicher an letzterer. Daneben mehr Phosphorsäure und Kalk als der Sand. Da diese Stoffe den oberen Bodenschichten (Humushorizont) entstammen, so ist die Eiserstreifenbildung eine ungesunde Erscheinung vom Standpunkte der Bodenkultur. Der Verlust der Tonerde ist ein Verlust an Absorptionskraft. Pflanzennährstoffe werden in die Tiefe geführt, der Luftaustausch verhindert, Wasseransammlungen hervorgerufen. Verf. erklärt die Eiserstreifenbildung als Ausfällung der mit Humusstoffen kolloidal im Bodenwasser gelösten Substanzen. Als Ursache der Ausfällung wird die Gegenwart von kohlenstoffsaurem Kalk [? Ref.] oder die fortschreitende Verdunstung der Bodenlösung angenommen. Die Bildung der verschiedenen Streifen sei zeitlich unabhängig voneinander erfolgt, die ganze Erscheinung abhängig von der Rohhumusbildung (?). Diese, ein sekundäres Produkt, träte ein, wenn bei Kalkmangel, übermäßiger Nässe in Verbindung mit niedrigen Temperaturen die Zufuhr an organischen Substanzen größer ist als ihr Abgang.

[Es handelt sich um podsolartige Böden im Sinne der Russen ohne eigentlichen Podsolhorizont (Bleichsand), wie sie im gemäßigten Klima mit über 500 mm Jahresniederschlag auf allen Gesteinsarten vorkommen.]

Stremme.

Linck, G.: Über den Chemismus der tonigen Sedimente. (Geol. Rundschau. 1913. 4. 289—311.)

Trechmann, Ch. T.: On a mass of anhydrite in the magnesian limestone at Hartle pool, and on the permian of South-Eastern Durham. (Quart. Journ. 1913. 69. 184—218. 1 Taf.)

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

O. H. Erdmannsdörffer: Die Einschlüsse des Brockengranits. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1911. 32, 2. 311—380. 6 Taf. 1912.)

Die im Laufe der geologischen Untersuchung des Brockengebietes gesammelten Einschlüsse im Granit werden petrographisch untersucht und be-

schrieben, speziell die der „Granit-Dioritzzone“ des Nordrandes, über deren geologische Verhältnisse bereits berichtet worden ist (1907. I. -382—387-).

Die Einschlüsse gliedern sich genetisch in zwei natürliche Gruppen: 1. die exogenen und 2. die endogenen Einschlüsse; ein weiterer Abschnitt behandelt die verschiedenen Beeinflussungen des umgebenden Granits durch die exogenen Einschlüsse.

Die exogenen Einschlüsse entstammen sämtlich dem paläozoischen Nebengestein des Granitmassivs und lassen sich z. T. ihrer stratigraphischen Stellung nach mit Sicherheit bestimmen. Es sind unter ihnen zu unterscheiden sowohl eruptive wie sedimentäre Gesteine. Von letzteren wurden beobachtet:

1. Quarzite, die z. T. aus silurischen, vielleicht auch devonischen Sandsteinen oder Quarziten hervorgegangen, zum andern Teil durch die Umkristallisation von Kieselschiefern entstanden sind.

2. Grauwackenhornfelse, selten.

3. Tonschieferhornfelse, bei weitem die verbreitetste Art von Einschlüssen und nach Struktur und Zusammensetzung sehr abwechslungsreich. Es sind durchweg sehr kalkarme Typen, die sich den ersten drei Klassen von V. M. GOLDSCHMIDT (dies. Jahrb. 1912. I. -67—73-) gut eingliedern und von denen aus sich eine zusammenhängende Reihe von immer basischer werdenden Hornfelsen bis hinab zu sehr kieselsäurearmen Spinell- und Korundhornfelsen verfolgen läßt.

Eine ausführlichere Beschreibung wird nur diesen letztgenannten Typen zuteil, da die anderen nichts wesentlich Neues bieten. Eigentümlicherweise sind die Korundhornfelse bis jetzt nur in der Gestalt von Einschlüssen aus dem Brockengebiet bekannt, gleichwohl läßt ihr enger Zusammenhang mit den normalen Hornfelsen in keiner Weise die Annahme zu, daß es sich bei ihnen um Einschlüsse endogener Natur handle.

An der Zusammensetzung dieser Gesteine beteiligen sich außer den genannten Gemengteilen noch Plagioklas, Orthoklas, Cordierit, Biotit u. a. in sehr wechselnden Mengenverhältnissen.

Ein eigentümliches Gestein sind die „kinzigitartigen“ Hornfelse vom Buchhorst, die sich von den normalen Hornfelsen insbesondere durch ihre reichliche Führung von Almandin und durch ihre gar nicht hornfelsartige, fast der hypidiomorph-körnigen genäherte Struktur unterscheiden.

4. Kalksilikathornfelse, selten.

Von Einschlüssen eruptiver Herkunft lassen sich unterscheiden:

1. Körnige Diabase und Diabasporphyrte; deren Struktur i. a. noch gut zu erkennen ist; die Neubildungen sind hauptsächlich monokliner und rhombischer Pyroxen, Biotit, Eisenerz, seltener Hornblende. Die Plagioklase zerfallen in Körneraggregate. Eine spätere Phase der Umwandlung führt zur Bildung von Zoisit, Muscovit und Prehnit.

2. Tuffe, die ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung nach zu den Orthophyrtuffen zu stellen sind; dadurch wird es wahrscheinlich, daß sie, wie auch die Diabase, dem oberen Mitteldevon angehören. An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich hauptsächlich: Orthoklas, Plagioklas, Skapolith (bisher im Harze nicht nachgewiesen), Pyroxen, Amphibol,

Biotit, die in sehr wechselnden Mengen- und Strukturverhältnissen zusammen-treten. Mehrfach werden die Gesteine von Klüften durchzogen, die mit großen Kristallen von brauner Hornblende, Titanit, Granat, Augit und Prehnit erfüllt sind und in deren Umgebung das anstoßende Gestein zwar die gleiche Mineralzusammensetzung wie der Tuffhornfels besitzt, aber wesentlich größeres Korn hat. Diese Kornvergrößerung ist, wie auch die Mineralausfüllung der Klüfte auf pneumatolytische Tätigkeit zurückzuführen.

Die endogenen Einschlüsse zerfallen in zwei Hauptgruppen: diejenigen von granitischer und die von dioritisch-gabbroider Zusammensetzung. Unter den Gesteinen der ersten Gruppe kann man unterscheiden:

1. solche, die vom umhüllenden Granit der Hauptsache nach nur strukturell abweichen; es sind vereinzelt, porphyrisch struierte Gesteine, die zeigen, daß lokal schon Teile des Granitmagmas verfestigt gewesen sein müssen, ehe dies für den Hauptanteil des Massivs der Fall war, denn die Grenze zwischen Granit und Einschluß setzt quer durch die Strukturelemente des letzteren hindurch. Darin liegt auch der strukturelle Hauptunterschied dieses Typus von Einschlüssen gegen die Gesteine der zweiten Abteilung granitischer Einschlüsse, die sich zugleich auch stofflich vom umgebenden Granit unterscheiden. Es sind dies die aus allen Granitgebieten bekannten „basischen Ausscheidungen“. Stofflich weichen sie vom Granit in bekannter Weise durch einen höheren Gehalt an Glimmer und Plagioklas ab, strukturell durch feines Korn, Neigung zu teils kersantitischer, teils sphärolithischer Entwicklung; besonders eigentümlich ist aber ihr Verband mit dem umgebenden Granit, dessen Gemengteile sich zwischen die der Ausscheidung einschoben, so daß man den Eindruck gewinnt, daß in dieser mehrere Generationen von Gemengteilen vorhanden sind, deren jüngste gleichalterig mit der Erstarrung des Hauptanteiles des einhüllenden Granites ist. Sehr oft enthalten diese „grauen Schlieren“ auch exogene Einschlüsse, doch ist es sicher, daß sie nicht etwa als resorbierte Einschlüsse zu betrachten sind. Tabellen zeigen ihre chemische Zusammensetzung und geben einen Vergleich mit den granitischen Gesteinen des Gesamtgebietes.

Von anderen endogenen granitischen Einschlüssen werden noch beschrieben: eigentümliche dunkle Augitgranite, Syenite und gneisartige Gesteine.

Die Einschlüsse dioritischer und gabbroider Zusammensetzung gliedern sich genetisch in zwei Typen:

1. Beim Typus Kalte Tal ist der Gabbro zur Zeit der Granitintrusion bereits fest gewesen, er wird vom Granit wie ein fremder Einschluß behandelt, kontaktmetamorph verändert, etc.

2. Einschlüsse vom Typus Hippeln—Gruhe stehen zu dem sie umhüllenden Granit in dem Verhältnis einer basischen Schliere; sie werden nicht von ihm verändert.

Ob die basischen Gesteine des Gebietes etwa durch Auflösung von Diabas im Granit entstanden seien, wird bei Gelegenheit der Besprechung eines Einschlusses von Diabashornfels in einem solchen Dioritballen im

Granit erörtert; die strukturellen Verhältnisse sprechen nicht für diese Annahme.

Die stoffliche Beeinflussung des Granits durch exogene Einschlüsse äußert sich lokal in der Bildung echter Mischgesteine; die Gemengteile der Hornfelse finden sich in Gestalt förmlicher Streuzonen um diese herum im Granit verteilt, teils mechanisch aus jenen aufgenommen, teils nach Auflösung wieder ausgeschieden, wobei als Neubildung Granat entsteht. Dabei reichert sich der Feldspat der granitischen Gesteine in der unmittelbaren Nachbarschaft der Einschlüsse oft auffällig an, während an anderen Stellen der Granitquarz zu fast reinen, pegmatitartigen Trümmern und Adern zusammentritt. Die gleichen Erscheinungen beobachtet man auch in den feinen in die Einschlüsse eindringenden Injektionsadern. Gesteine dieser Art sind an einer Lokalität früher für feldspatführende Quarzite gehalten worden. An den Salbändern solcher Pegmatitquarze zeigt das Nebengestein bisweilen deutliche Kornvergrößerung. **O. H. Erdmannsdörffer.**

H. Schwenkel: Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. (Min. u. petr. Mitt. 1912. 1—174. 8 Taf. 23 Textfig.)

Verf. gibt in enger Anlehnung an SAUER'S Auffassung eine sehr ausführliche Beschreibung der Schwarzwälder Eruptiv- (= Schapbach-) Gneise und bekämpft, obwohl er selbst Injektionsphänomene in großem Maßstab annimmt, die insbesondere von H. PHILIPP vertretene Auffassung, daß auch diese als Injektions- oder Mischgesteine zu betrachten seien und mit den carborischen Stockgraniten in genetischem Zusammenhange stünden.

Die Eruptivgneise, deren Unterscheidungsmerkmale gegen die Sediment- (= Rensch-) Gneise genau angegeben werden, sind keineswegs dynamometamorpher Entstehung, also sekundär geschieferte Granite, sondern durchaus primäre Gesteine, deren Paralleltextur der Hauptsache nach die Folge fluidaler Bewegungen ist; die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß ihnen wesentliche kataklastische und kristalloblastische Strukturen fehlen, sie besitzen vielmehr eine unzweifelhafte Eruptivgesteinsstruktur, i. a. mit der normalen Ausscheidungsreihenfolge der granitischen Gesteine. Die verschiedenen Abarten stehen zueinander wahrscheinlich im Verhältnis von Konstitutionschlieren.

Nur die granulitischen Massen innerhalb der Gneisgesteine sind deutlich altersverschieden; sie bilden vielfach Injektionen in normalem Eruptivgneis. Sie sind teils massig, teils feinstreifig, doch ist ihre Paralleltextur unabhängig von der des Schapbachgneises. Sie sind aufzufassen als saure Nachschübe aus dem Magmaherd des Eruptivgneises und bilden ebenso wie die sehr verbreiteten und mit ihnen auch räumlich verknüpften „Primärtrümmern“ aplitischen und pegmatitischen Charakters, Schizolithe, endogene Injektionen des Gneismagmas.

Die Grenzen von Eruptiv- und Sedimentgneis sind sehr verschwommen und durch die Bildung von Mischgesteinen verschleiert. Auch treten die

Granulite besonders häufig injektionsartig im Renschgneise auf, wobei im allgemeinen die Paralleltexur der Eruptivgneise den alten Schichtflächen konform verläuft. Die sehr intensive Verzahnung, die Eruptiv- und Sedimentgneise im großen wie im kleinen zeigen, ist keineswegs die Folge tektonischer Einflüsse der carbonischen Faltung. Sie ist vielmehr verursacht durch die Intrusion des Gneises in wahrscheinlich sehr alte, präcambrische Sedimente, die gefaltet gewesen sein mögen, deren Faltenbau aber durch diese Intrusion der Gneise zerstört wurde, so daß eine Tektonik im üblichen Sinne nicht mehr nachweisbar ist. Die carbonische Faltung hat die Tektonik des Gneiskomplexes nicht wesentlich verändert; auf sie ist hauptsächlich nur die Intrusion der carbonischen Stockgranite zurückzuführen, wobei allerdings die im großen parallele Orientierung von Gneis und Granit—Syenit merkwürdig bleibt; sie wird auf einen Parallelismus der präcambrischen und carbonischen Schubrichtungen zurückgeführt.

Das Verhalten des Granits zu den Gneisen ist dadurch gekennzeichnet, daß er diese alle bei seinem Empordringen als solche angetroffen hat und daß nirgends der Nachweis zu führen ist, daß Gneise durch Injektion von seiten des Granites entstanden seien. Das ist auch da gültig, wo der Granit seinerseits tatsächlich Injektionsadern in die anstoßenden Gesteine entsendet; diese lassen sich im allgemeinen leicht von den viel älteren „Primärtrümmern“ des Gneismagmas unterscheiden. Die Kontaktwirkung des Granits auf anstoßende Sedimente des Culm äußert sich in der Bildung von Knotenschiefern, die Gneise werden nur wenig oder gar nicht verändert (außer den Kinzigitgneisen). Das gilt in beiden Fällen auch von den Einschlüssen im Granit.

Während also PHILIPP [wie auch J. KÖNIGSBERGER; vergl. des Ref. Aufsatz Geol. Rundschau. 1913. 4. p. 383] Gneis- und Granitbildung in genetischen Zusammenhang bringt und zeitlich einander nähert, sieht Verf. zwischen beiden einen erheblichen zeitlichen Hiatus und bestreitet in einem ausführlichen polemischen Teil jeden Zusammenhang der Gneisbildung mit den Graniten.

O. H. Erdmannsdörffer.

A. Gavelin: Intryck från en exkursion genom Finlands prekambrium. (Geol. För. Förh. 34. 1912. 221—251.)

—: Ännu några ord om diskordanser i Fennoskandias prekambrium. (Ebenda. 542—568.)

J. J. Sederholm: Om palingenesen i den sydfinska skärgården samt den finska urbergsindelningen. (Ebenda. 285—316.)

—: I urbergsdiskussionen. (Ebenda. 569—572.)

Holmquist, Quensel, Högbom: Föredrag om den urbergs geologiska exkursionen i Finland sommaren 1911. (Ebenda. 33. 1911. 481—486.)

P. J. Holmquist: Till frågan om urbergs diskordanserna. (Ebenda. 34. 1912. 386—410.)

Diskussionen aus Anlaß einer von SEDERHOLM im August 1911 geführten Exkursion in das finnische Urgebirge. Gegenstand der Erörterung ist haupt-

sächlich die von SEDERHOLM behauptete Palingenese und die Einschmelzung des von Graniten injizierten Nebengesteins. QUENSEL und HÖGBOM bemerken, daß die erstere auf schwere chemische Bedenken stoße und daß für die Annahme der letzteren, wenigstens in der sehr weitgehenden Anwendung, die sie durch SEDERHOLM erfahre, die beobachteten Tatsachen nicht hinreichten.

Ein weiterer strittiger Punkt ist die Frage, ob, wie das SEDERHOLM annimmt, die vorcambrischen Schiefer durch mehrere Diskordanzen in verschiedene Stufen geschieden werden können und ob vor allem ein älterer Gneis- und Granituntergrund nachweisbar sei, auf dessen Denudationsebene die Amphibolite, Kalksteine, Glimmerschiefer, Gneise und Quarzite der untersten präcambrischen Ablagerungen aufruhem, oder ob, wie HOLMQUIST behauptet, die älteren vorcambrischen superkrustalen Bildungen eine Einheit, den „Basalkomplex“, bilden, der älter ist als alle Granite und Gneisgranite und daß also auch zwischen den einzelnen Gliedern der älteren präcambrischen Ablagerungen bis zur Dalslandsserie, d. h. bis zur Basis der kulevischen Abteilung SEDERHOLM's, keine Diskordanzen bestehen. Letzteres ist auch im ganzen die Auffassung HÖGBOM's. Die Diskussion, in welcher hinsichtlich des Basalkonglomerates GAVELIN auf SEDERHOLM's Seite steht, dreht sich u. a. um die eigentliche Natur dieser breccienartigen Gebilde, welche von SEDERHOLM für eine echte Bodenbreccie an der Auflagerungsfläche der Schiefer über dem Granit gehalten werden, während HOLMQUIST nachdrücklich die Möglichkeit einer Eruptiv- oder Reibungsbreccie betont.

Bergeat.

Longchambon: Contribution à l'étude du Métamorphisme des Terrains secondaires dans les Pyrénées orientales et ariégoises. (Bull. d. Services Carte geol. France. XXI. 131. 1912.)

L. BERTRAND hat in seinem zusammenfassenden Werk über die Tektonik der östlichen und zentralen Pyrenäen (Bull. d. Services Carte géol. France. XVII. 118) eine Theorie über die Entstehung der ultrabasischen Gesteine vom Charakter des Lherzolites aufgestellt, wonach diese als ein Aufschmelzungsprodukt am Grunde der mittelpyrenäischen Geosynklinale zu betrachten seien, da entstanden, wo diese bis in die Zone der Granitisation hinabreichte.

Verf. des vorliegenden „Beitrags zur Chemie der Geosynklinalen“ führt diesen Gedanken weiter aus, und zwar ebenfalls ganz im Sinne der die französische Petrographie beherrschenden Anschauungen von MICHEL-LÉVY, LACROIX, TERMIER. Die Arbeit ist in ihren Konsequenzen sehr charakteristisch und geeignet, in die Denkweise dieser Schule einen Einblick zu erhalten.

Das aus Trias, Jura und Kreide zusammengesetzte Kalkband zwischen der südlichen zentralen Zone und dem nördlich davon gelegenen kristallinen Massiv des Nappe B, das die Lherzolithe vorzugsweise enthält, zeigt auf seiner ganzen Erstreckung eine deutliche Umwandlung in Marmor und silikatführende Kalke, die, wie besonders die Untersuchungen von LACROIX ergeben haben, in der Gegend der Lherzolithe außerordentlich intensiv wird, im ganzen aber unabhängig davon erscheint, also auf eine regionale Ursache zurückgeführt werden muß. Diese Umwandlungen sind nicht nur physikalischer, sondern

auch chemischer Art: die Mergel des Albien z. B. nehmen mit fortschreitender Metamorphose immer mehr SiO_2 , Al_2O_3 und Alkalien auf. Die darunter liegenden Kalke des oberen Aptien sind dipyrisiert, darunter folgt eine silikاتفreie Marmorzone, das untere Aptien, die über dem Dolomitmarmor des mittleren Jura liegt. Eine zweite Zone von Dipyrkalcken liegt noch tiefer, im Lias. In diesen Silikatbänken ist die Bildung der Silikate lediglich auf die Verarbeitung der ursprünglichen Verunreinigungen, nicht auf Substanzzufuhr zurückzuführen, wie die mitgeteilten Analysen zweifellos beweisen.

Die allgemeine Verbreitung dieser Erscheinungen führt zu dem Schluß, daß die Zunahme des metamorphen Phänomens mit Annäherung an den Lherzolith nicht in üblicher Weise als Wirkung und Ursache zu betrachten sei, sondern daß beide das Resultat einer gemeinsamen Ursache darstellten. Diese Ursache ist das granitische Magma, das in geringer Tiefe unterhalb der Achse der Geosynklinale anzunehmen ist.

Um diesen Nachweis zu führen, war es nötig, den bisher fehlenden geologischen Zusammenhang zwischen dem Granit der Tiefe und den Lherzolithen zu finden, welche letztere bisher als selbständige Intrusivmassen in den mesozoischen Gesteinen angesehen worden waren (LACROIX). Derartige Zwischengesteine glaubt Verf. nun in der Tat beobachtet zu haben, und zwar in Gestalt einer Zone von Amphibol- und Pyroxengneisen, die sich in der Gegend zwischen Videssos und Lherz zwischen den Granit des nördlich anstoßenden Massivs des trois Seigneurs und die Lherzolithmassen des Kalkbandes einschleibt, bezw. im Untergrund der ringsum von Kalk umgebenen Lherzolithpartien vermutet wird. Auch Ophite kommen in diesem Zusammenhange vor. Die Erscheinungen sind also bis zu einem gewissen Grade den von LACROIX am Granite von Querigut beschriebenen analog, dessen randliche Teile am Kontakt mit devonischen Kalcken in Diorite, Gabbros und ultrabasische Gesteine übergehen.

Durch die Assimilation der kalkigen Teile des Jura entstehen die kalkreicheren Gesteine Ophit und Ariégit. Für die Entstehung der Mg-reichen Gesteine hatte LACROIX angenommen, daß ein vorher durch Exomorphose magnesiareich gewordener Kalk durch seine Assimilation die Veranlassung zur Bildung von Peridotiten gegeben habe. Ähnlich nimmt Verf. an, der Lherzolith sei das Aufschmelzungsprodukt der jurassischen Dolomite durch ein infolge der Absorption der Liasschichten schon sehr kalkreiches Magma. Der Lherzolith wäre also eine „metamorphe Fazies der Juradolomite“, die kalkreichen Gesteine eine solche der Liaskalke.

Den Vorgang bei dieser Dolomitassimilation denkt sich Verf. folgendermaßen: Da MgCO_3 sich bei steigender Temperatur früher zersetzt als CaCO_3 , tritt eine Entdolomitierung ein, es bilden sich Magnesiasilikate in Kalkmarmor, die sich „wahrscheinlich“ in bestimmten Lagen konzentrieren [wie? Ref.], dem späteren Lherzolith; der entdolomitisierte Teil liefert die Ophite. Auf diesem Wege entsteht der sehr heterogene Aufbau der Lherzolithmassen in situ.

Die basischen und ultrabasischen Gesteine stellen im Sinne von MICHEL-LÉVY die nicht flüchtige „partie scorie“ seines Grundmagmas dar. Die Alkalien dieses Magmas werden durch das Einschmelzen der Carbonate in Freiheit gesetzt und entweichen „stürmisch“ mit SiO_2 und Al_2O_3 als „partie fumerolle“,

die zur Bildung von Apliten und Pegmatiten führt, oder in tonigen Sedimenten, wie dem Albien, fixiert wird und Silikate bildet. Reine Kalke und Dolomite werden von ihnen nicht angegriffen.

Diese Theorie erklärt aber auch den weiteren Umstand, daß die Granite, Diorite und Peridotite von Querigut megapotassisch sind ($k/n = 0,96$), die Gesteine des vorliegenden Gebietes megasodisch ($k/n = 0,22$). Die Digestion hat bei Querigut lediglich Schiefer und Kalke betroffen; hier aber fehlt zwischen Lias und dem darunter folgenden Granit die ganze Trias, die in diesem Gebiete Gips und Steinsalz führt, und die vom Granit ebenfalls mit absorbiert worden sein muß. Die Assimilation dieser Schichtglieder ist es, die nicht nur die eben erwähnten chemischen Verschiedenheiten hervorgerufen hat, und z. B. den persodischen Charakter der zwischen Granit und Lherzolith gelegenen Pyroxengneise bedingt, sondern die auch die für den Lherzolithkontakt so ungemein bezeichnende Entwicklung von Dipyr, z. B. die dipyrisierten Ophite verursacht, da diese „partie fumerolle“ besonders reich an den hierzu erforderlichen Stoffen Na und Cl ist.

Für diese Deutung werden auch die Verhältnisse anderer Gebiete herangezogen: so treten z. B. nach CURIE und FLAMAND im algerischen Atlas in der Nähe von Ophiten, die in salz- und gipsführender Trias aufsetzen, ebenfalls dipyrreiche Kontaktgesteine auf, während andere Vorkommnisse, in deren Nähe diese Gesteine fehlen, auch diese natronreichen Bestandteile vermissen lassen.

O. H. Erdmannsdörffer.

V. M. Goldschmidt: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. I. Ein cambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose. (Vid. Selsk. Skr. mat.-naturv. Kl. 1912. No. 18. Kristiania. 18 p. 5 Taf.)

Die vorliegende Abhandlung ist eine erste Mitteilung über Untersuchungen betreffend die Regionalmetamorphose in Norwegen, mit denen Verf. seit einiger Zeit beschäftigt ist. Zweck dieser Arbeiten ist die petrographische Beschreibung der metamorphen Gesteine und Klarlegung der geologischen Bedingungen ihrer Entstehung.

Verf. beschreibt, nach einem kurzen geologischen Überblick, ein von ihm aufgefundenes cambrisches Basalkonglomerat von Finse an der Bergensbahn. Von diesem Basalkonglomerat aus erstrecken sich Sedimentgänge in die Unterlage, den präcambrischen Granit. In einem solchen Sedimentgang wurde das untercambrische Leitfossil *Torellella laevigata* in zahlreichen Exemplaren gefunden. Die cambrosilurischen Sedimente des Gebiets sind während der kaledonischen Gebirgsbildung stark umgewandelt worden, und zwar zu Gesteinen vom Typus der Quarz-Muscovit-Biotit-Schiefer und Quarz-Muscovit-Chlorit-Schiefer. Durch Streßwirkungen ist das Cambrosilur stark ausgewalzt und parallel struiert worden. Von besonderem Interesse ist nun das Verhalten der cambrischen Sedimentgänge, welche durch ihre Einbettung in den massiven Granit der Unterlage vor Streß geschützt waren. Die Gesteine der Sedimentgänge zeigen keine Streßwirkungen, nur der Überlastungsdruck und die er-

höhte Temperatur haben hier die Metamorphose bewirkt. Dementsprechend zeigen die Sedimente der Gänge denselben Mineralbestand wie die überlagernden Schiefer, nämlich Quarz-Muscovit-Biotit; aber das Fehlen jeglicher Parallelstruktur unterscheidet sie deutlich von den gewöhnlichen Produkten der Regionalmetamorphose und im Dünnschliff erinnern sie sehr an gewisse Kontaktgesteine. Umgekehrt können bekanntlich Kontaktgesteine durch Hinzutreten lokaler Streßwirkungen den Habitus regionalmetamorpher kristalliner Schiefer annehmen. Besonders deutlich zeigt sich der Unterschied in der Streßwirkung an Konglomeratgesteinen. Während unmittelbar über der schützenden Granitmasse die Gerölle bis zur Unkenntlichkeit ausgewalzt sind, läßt sich in den Sedimentgängen keinerlei mechanische Beanspruchung der Gerölle nachweisen; hier konnten sich die zarten Schalen von *T. laevigata* inmitten eines Quarzkonglomerats unbeschädigt halten. Die quantitative Analyse eines metamorphen Tongesteins aus einem Sedimentgang zeigte die stoffliche Übereinstimmung mit gewöhnlichen Tonschiefern.

Stellenweise ist auch die unmittelbare Oberfläche des alten Granits in geringer Dicke verschiefert worden und losgerissene Blöcke des Granits sind in die überlagernden Sedimente verfrachtet worden. Der Granit ist zu einem dünnschieferigen Granitgneis ausgewalzt worden, der Orthoklas ist zu Mikroclin geworden, der starke Zertrümmerung erkennen läßt, der Quarz ist völlig zu Mosaik zermalmt. Neugebildete Glimmer halten sich vorzugsweise an Klüfte, welche das Gestein in der Schieferungsrichtung durchsetzen. Eine quantitative Analyse dieses Gneises ergab nahe stoffliche Übereinstimmung mit einer solchen von Granit aus der Unterlage.

V. M. Goldschmidt.

V. M. Goldschmidt: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegen. II. Die kaledonische Deformation der südnorwegischen Urgebirgstafel. (Vid. Selsk. Skr. mat.-naturv. Kl. 1912. No. 19. Kristiania. 11 p. 1 Textfig.)

Zur Zeit der kaledonischen Faltung bestand das südliche Norwegen, wie überhaupt Fennoskandia, aus einer kristallinen Urgebirgstafel, überdeckt von einem relativ dünnen Mantel eocambrischer, cambrischer und silurischer Sedimente.

Während das Studium der Tektonik bisher wesentlich die Vorgänge in dem leicht beweglichen Sedimentmantel umfaßte, sucht Verf. die Deformation des kristallinen Untergrundes während der kaledonischen Gebirgsbildung festzustellen. Hierzu ist es notwendig, die jetzige Form der alten Tafel festzustellen; dies kann auf folgende Weise geschehen. Jedem Punkt einer topographischen Karte entspricht eine bestimmte jetzige Meereshöhe der Formationsgrenze zwischen dem Urgebirge und den paläozoischen Sedimenten. Werden diese Höhen auf einer Karte eingetragen und Punkte gleicher Höhe durch Kurven verbunden, so erhält man das Relief der Urgebirgsoberfläche. Unter Berücksichtigung der Form, welche diese Oberfläche vor der Faltung besessen hat, läßt sich die Deformation feststellen, sie besteht wesentlich in der Bildung eines großen Grabens, welcher das südliche Norwegen von SW. nach NO. durch-

zieht. Dieser Graben ist kein Bruchgraben, sondern ein Faltungsgraben, eine Art von Synklinale, deren Ränder ohne Bruch absinken. Jünger als diese Faltung der Urgebirgstafel sind die Spaltenverwerfungen, die vorwiegend im östlichen Norwegen auftreten und zu deren Wirkungen der große Bruchgraben des Kristianiagebiets gehört.

Der Faltungsgraben des südlichen Norwegen findet seine unmittelbare nördliche Fortsetzung in Form des Trondhjemsfeldes, in dem er bis 64° N. verfolgt werden kann. Im Westen zweigen mehrere kleinere Gräben von ihm ab, darunter die Bergensbögen, im Osten wird er von einem unvollkommenen Parallelgraben begleitet. Auch in der Tektonik des nördlichen Norwegen scheint ein großer Faltungsgraben von Bedeutung zu sein.

Die Faltungsgräben werden in ihrer ganzen Ausdehnung von Tiefengesteinen kaledonischen Alters begleitet, es sind dies Gesteine der Alkali—Kalkreihe, wie Granite, Syenite, Diorite, Labradorfelse, Gabbros, Norite, Peridotite usw., im Gegensatz zu den Alkalieruptiven des benachbarten Bruchgrabens, des Kristianiagebiets. Diese Tiefengesteine sind wahrscheinlich eben durch die Herabfaltung der Urgebirgstafel emporgedrückt worden. Dieselben Eruptivgesteine, welche in den Faltungsgräben autochthon auftreten, finden sich an der Südostseite des großen Faltungsgrabens in Form kristalliner Decken, die an ihrer Unterseite stark umgewandelt sind, die Granite in Mylonitgneise, die Gabbros und Norite in grüne Schiefer. Wahrscheinlich haben diese Decken ihre Wurzeln unter den kaledonischen Tiefengesteinen des Grabens. Auch Überschiebungen präkaledonischer Gesteinsmassen dürften auf Wurzeln im großen Faltungsgraben zurückzuführen sein.

Die Regionalmetamorphose des Cambrosilurs zeigt ebenfalls Beziehungen zu dem Faltungsgraben, die Metamorphose ist am stärksten im Graben selbst, am schwächsten am weitesten vom Graben entfernt. Im Graben treffen wir Gesteine vom Typus der Granat-Biotit-Schiefer, dann Biotit-Schiefer, Chlorit-Schiefer und endlich unmetamorphe Tonschiefer.

Für diese Tatsache bieten sich zwei Erklärungen. Erstens wurden die cambrosilurischen Gesteine bei der Gebirgsbildung im Graben am tiefsten versenkt. Zweitens mußten die kaledonischen Tiefengesteine, welche vom Graben nach außen geschoben wurden, ihre Unterlage umwandeln, und zwar um so mehr, je heißer sie waren, je näher sie sich bei ihren Wurzeln befanden.

V. M. Goldschmidt.

V. M. Goldschmidt: Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose, mit Beispielen aus der Geologie des südlichen Norwegen. (Vid. Selsk. Skr. mat.-naturv. Kl. 1912. No. 22. Kristiania. 16 p. 1 Textfig.)

Die Abhandlung enthält eine allgemeine Darlegung der Druck- und Temperaturverhältnisse bei der Gesteinsmetamorphose. Wählt man auf einer graphischen Darstellung Druck und Temperatur als Koordinatenachsen, so entspricht jeder Art der Gesteinsmetamorphose ein bestimmtes Feld im Diagramm. Die genaue Lage der einzelnen Felder, z. B. des Feldes für Kontaktmetamorphose, läßt sich teils aus geologischen Daten, teils aus den entstandenen

Mineralien und Mineralkombinationen bestimmen. Das Gesamtgebiet, in welchem Gesteinsmetamorphose verlaufen kann, ist in der Richtung hoher Temperaturen durch das Gebiet der Schmelzung begrenzt, in dem Gebiet tiefer Temperaturen durch die niedrigste Temperatur, bei welcher eine Umbildung der Gesteine in der Erdkruste tatsächlich stattfindet.

Das Drucktemperaturgebiet der Gesteinsmetamorphose wird von Trennungslinien durchzogen, welche die Stabilitätsgebiete bestimmter Mineralien und Mineralkombinationen umgrenzen. Die wichtigste dieser Trennungslinien bezieht sich auf die Reaktion $\text{Kalkspat} + \text{Quarz} = \text{Wollastonit} + \text{Kohlensäure}$. In gewöhnlichen Sedimentgesteinen findet sich Calcium nur in Form des Carbonats, zur Bildung kalkhaltiger Silikate muß die Kohlensäure durch Kieselsäure verdrängt werden. Geschieht diese Reaktion in einem geschlossenen Raum, kann die Kohlensäure also nicht entweichen, so kann man im allgemeinen sagen, daß Temperaturerhöhung die Silikatbildung begünstigt, Druckerhöhung sie dagegen hindert. Würde man den Gleichgewichtsdruck für die einzelnen Temperaturen kennen, so könnte man die Bildung des Kalksilikates als ein geologisches Thermometer benützen. Mittelst des Wärmethorems von W. NERNST läßt sich eine angenäherte Berechnung durchführen, indem die Wärmetönung der Reaktion bekannt ist ($Q = 25\,300$ Kal.) und auch für die chemische Konstante der Kohlensäure der Zahlenwert bekannt ist ($C = 3,2$). Die Kohlensäuretension p , ausgedrückt in Atmosphären, ist mit der absoluten Temperatur durch folgende Näherungsgleichung verknüpft:

$$\log . p = -\frac{Q}{4,571 T} + 1,75 \log . T + C.$$

Auf diese Weise erhält man eine Trennungskurve, welche das Diagramm in zwei Hälften teilt. In der einen Hälfte des Diagramms finden sich diejenigen Temperaturdruckwerte, bei welchen Quarz neben Kalkspat stabil ist, in der anderen Hälfte findet man die Bildungsbedingungen für Wollastonit. Ähnliche Grenzkurven erhält man für andere kalkhaltige Silikate, wie Grossular, Epidot usw.; man kann daher ganz allgemein zwei Typen der Gesteinsmetamorphose unterscheiden, einen quarz-calcitischen Typus und einen wollastonitischen, je nach dem Fehlen oder Auftreten von kalkhaltigen Silikaten in metamorphen Sedimenten. In metamorphen Eruptivgesteinen und Tuffen, welche schon primär Calcium in Silikatform enthalten haben, läßt sich eine solche Trennung natürlich nicht durchführen. Andere Grenzkurven können für das Auftreten wasserhaltiger und wasserfreier Verbindungen berechnet werden, sobald man die Wärmetönung der Entwässerung kennt. Die Anwendung der theoretischen Erörterungen auf bestimmte geologische Fälle wird an einigen Beispielen gezeigt.

V. M. Goldschmidt.

Erdmannsdörffer, O. H.: Die Entstehung der Schwarzwälder Gneise. (Geol. Rundschau. 1913. 4. 383—388.)

Freudenberg, W.: Der Trias-Gneis-Kontakt am Ostrande des Adulamassivs (Graubünden). Ein Beitrag zur Altersfrage der alpinen Zentralmassive und Massengesteine. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVI. 1913. 282—331. 5 Taf.)

- Goldschmidt, V. M.: Zu Herrn NIGGLI's Abhandlung: Über metamorphe Gesteinsserien. (Min.-petr. Mitt. **31**. 695—696. 1912.)
- Sederholm, J. J.: Über ptygmatische Faltungen. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVI. 1913. 491—512. 1 Taf. 16 Fig.)
- Koenigsberger, J.: Antwort an die Bemerkungen der Herren V. M. GOLDSCHMIDT, J. REKSTAD, Th. VOGT. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 520—526.)

Verwitterung. Bodenkunde.

- Himmelbauer, A.: Bemerkung zu meinem Referate: Die Bedeutung der Kolloidchemie für die Mineralogie. (Min.-petr. Mitt. **31**. 696. 1912.)
- Tucan, F.: Bauxit in neuem Licht. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 495—498.)
- Stremme, H.: Die Bodenkarten der landwirtschaftlichen Versuchsstation zu Rostock. (Geol. Rundschau. 1913. **4**. 389—392.)

Experimentelle Petrographie.

- Jaeger, F. M.: Eine Anleitung zur Ausführung exakter physiko-chemischer Messungen bei höheren Temperaturen. Groningen 1913. 152 p. 35 Fig.
- Leitmeier, H.: Bemerkungen über die Unterschiede in den Angaben von Schmelzpunkten der Silikate. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 513—516.)
- Bowen, N. L.: Die Schmelzerscheinungen bei den Plagioklas-Feldspaten. (Zeitschr. f. anorgan. Chem. 1913. **82**. 283—307. 3 Fig.)
- Tursky, F.: Ein Beitrag zur Kenntnis des binären Systems: Ca Si O_3 — Ca F_2 . (Zeitschr. f. anorgan. Chem. 1913. **82**. 315—322. 4 Fig.)
- Pascal, P.: Das ternäre System Tonerde—Fluorit—Kryolith. (Zeitschr. f. Elektrochem. 1913. **19**. 610—613.)
- Whitman, A. R.: The vadose synthesis of Pyrite. (Econ. Geol. 1913. **8**. 455—468.)
- Grout, F. F.: On the behavior of Cold Acid Sulphate Solutions of Copper, Silver, and Gold with Acid Extracts of Metallic Sulphides. (Econ. Geol. 1913. **8**. 407—433.)

Europa.

a) Skandinavien. Island. Faröer.

Th. L. Watson: Kragerite, a Rutile-bearing Rock from Krageroe, Norway. (Amer. Journ. of Sc. **184**. 509—514. 1 Fig. 1912.)

Verf. untersucht Handstücke eines von BROEGGER als Kragerit bezeichneten aplitischen Differentiationsprodukts eines Gabbromagmas, das fast ausschließlich aus Albit und Rutil besteht; das Mikroskop zeigte noch die Anwesenheit von etwas Kalifeldspat und Quarz. Der Rutil tritt in Gebilden auf, die von kleinen mikroskopischen Kriställchen bis zu unregelmäßig be-

grenzten Körnern von 1 mm Durchmesser anwachsen; er ist älter als Feldspat und Quarz und erscheint als Ausscheidung aus dem Schmelzfluß. Möglichst reiner Rutil gab bei der Analyse die unter I verzeichneten Werte; II gibt die chemische Zusammensetzung des Kragerit.

I.		II.	
Rutil von Krageroe		Kragerit von Krageroe	
TiO ²	97,68	SiO ²	50,52
SiO ²	1,06	TiO ²	25,00
FeO	0,81	Al ² O ³	13,98
Cr ² O ³	0,39	Fe ² O ³	0,49
V ² O ³	0,55	FeO	0,16
Sa.	100,49	MnO	nicht vorh.
Anal.: W. M. THORNTON jr.		MgO	0,34
Spez. Gew. 4,225		CaO	1,05
		Na ² O	6,18
		K ² O	1,00
		H ² O —	0,20
		H ² O +	0,30
		P ² O ⁵	Sp.
		CO ²	nicht vorh.
		S	0,12
		Sa.	99,34
		Anal.: J. W. WATSON.	

Milch.

N. Sundius: Pillow-lava from the Kiruna District. (Geol. Fören. Förh. **34**. 1912. 317—332.)

Die tiefste Stufe der um Kiruna bekannten Gesteinsfolge bilden die von Tuffen begleiteten, von marinen Konglomeraten überlagerten „Natrongrünsteine“. Verf. beschreibt eine Wulstlava von den Bergen Valkeassipivaara und Pahtosvaara. Sie besteht aus den kissenförmigen, bis 0,5 m dicken, ineinandergepreßten Wülsten und aus einer vom Verf. nicht sinngemäß als „Schlieren“ bezeichneten Zwischenmasse, so daß das Gestein etwas an ein Agglomerat erinnert. In den durch Druck weniger veränderten Vorkommnissen dieses metamorphen Gesteins wird die Zwischenmasse aus grüner Hornblende in bandförmigem Wechsel mit Skapolith gebildet; letzterer entspricht einem kieselsäurereicheren Mizzonit. Akzessorisch treten noch Biotit, Epidot, Titanit und Apatit auf. Infolge der sekundären Mineralbildung besteht keine scharfe Grenze zwischen der Zwischenmasse und den Kissens, vielmehr greift die Hornblendebildung aus der ersteren in die letzteren über. Die äußerste, ehemals jedenfalls glasige Rinde der „Kissen“ zeigt noch zumeist mikrolithische Plagioklasse inmitten einer Anreicherung von dunkelbraunem Pigment, das wahrscheinlich aus Erz oder Titanit besteht; sie ist nur wenige Millimeter dick. Nach innen folgt dann eine gleichfalls nur wenige Millimeter dicke Zone von durchstäubtem Skapolith, der die Stelle von ehemaligem Plagioklas einnimmt,

darauf stellen sich mehr und mehr immer größere Feldspatleisten neben Hornblende ein und der Kern der Kissen besteht schließlich aus Feldspat, Hornblende, Chlorit und winzigen braunen Körnchen, die für Leukoxen gehalten werden. Die grüne Hornblende bildet darin einheitliche Massen, die wahrscheinlich sekundär aus dem teilweise glasigen Gestein entstanden. Die größeren Feldspäte werden höchstens 0,9 mm lang, die feineren Leisten erreichen nur 0,2—0,3 mm Länge und 0,008—0,025 mm Dicke. Es handelt sich wahrscheinlich um Oligoklasalbit, mitunter vielleicht auch um kieselsäurereichere Mischungen. Nahe der äußeren Rinde sind höchstens 6—7 mm große, senkrecht zur Oberfläche verlängerte Mandelräume zu erkennen, die mit Hornblendeaggregaten erfüllt sind. Daneben finden sich auch Pseudomorphosen desselben Minerals, wahrscheinlich nach Olivin.

Die Skapolithführung des Gesteines verdient insofern Interesse, als sie wohl nicht auf eine einfache Umkristallisation, sondern auf eine spätere Stoffzufuhr zurückzuführen ist. Skapolith kommt vielfach in der Gegend südlich von Kiruna vor und seine Bildung ist nicht auf Gesteine von bestimmter Art beschränkt. Es scheint sich um einen Prozeß von regionaler Bedeutung zu handeln.

Verf. erörtert zum Schlusse ausführlicher, unter Angabe der umfangreichen Literatur, die Entstehungsweise der „pillow-lavas“. **Bergeat.**

Sobral, J. M.: Contributions to the geology of the Nordingrå Region. Upsala 1913. 177 p. 13 Taf.

c) Deutschland.

S. Martius: Beiträge zu den Fragen nach der Ursprungsstelle der weißen Bimssteintuffe, dem Ursprungsort und der Entstehungsweise des Trasses, unter besonderer Berücksichtigung des Nettetaler Trasses im Laacher Seegebiet. Mit Nachtrag. (Verh. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. 68. 1911. 381—472. Diss. Bonn 1911.)

Um die vielumstrittene Frage nach der Ursprungsstelle der weißen Bimssteintuffe ihrer Lösung näher zu bringen, sind die großen basaltischen Auswürflinge näher untersucht worden, die bei Niedermendig mitten in den Bimssteinen auftreten und nur gleichzeitig mit ihnen niedergefallen sein können. Ref. hatte auf Grund seiner Beobachtungen schon früher die Ansicht ausgesprochen, daß eine Eruptionsstelle der weißen Bimssteine bei Niedermendig, außerhalb der Umwallung des Laacher See zu suchen sei (dies. Jahrb. 1911. II. -230-), die eingehenden Untersuchungen des Verf.'s bestätigen dies. Es wird nachgewiesen, daß die eine Hälfte der großen basaltischen Auswürflinge mit der bekannten Niedermendiger Mühlsteinlava und der Lava des Thelenbergs, die andere Hälfte aber, wie in einem Nachtrag mitgeteilt wird, mit der Lava

des unteren, durch einen Brunnen der Brauerei der Brüdergemeinde erreichten Lavastrom identisch ist, daß sie aber verschieden sind von all den Lavagesteinen, die rings um den Laacher See anstehen. Hieraus ergibt sich, daß eine Ausbruchsstelle der weißen Bimssteine da zu suchen ist, wo die beiden Niedermendiger Ströme übereinandergelassen sind, d. h. in der Umgebung des MICHEL'Schen Tagebaues.

Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung aller rings um den Laacher See und der weiteren Umgebung von Niedermendig anstehenden Lavagesteine werden ausführlich mitgeteilt; nach ihrem wesentlichen Mineralbestand können die Laven eingeteilt werden in:

1. Leucitbasanit, Leucitnephelinbasanit mit Übergängen zu Leucitbasalt, Leucitnephelinbasalt und Leucitphrit. Hierzu gehört die Mehrzahl der Laven, welche die Kuppen rings um den Laacher See bilden, sowie solche von Obermendig, Plaidter Humerich, Korrettsberg, Nickenicher Weinberg etc. und der untere Lavastrom bei Niedermendig (Brunnen der Brüdergemeinde).
2. Leucitphrit und Leucitnephelintephrit mit Übergängen zu Leucitit und Hauynit. Hierher gehört vor allem die bekannte Niedermendig Mülsteinlava und die am Ostabhang des Thelenbergs lose herumliegenden Lavablöcke.
3. Basalte verschiedener systematischer Stellung.

Die Identität der Lava des oberen Niedermendig Stromes mit den am Thelenberg auftretenden Blöcken sowie ihre Verbreitung weist darauf hin, daß dieser Lavastrom im Bezirk des Thelenbergs seinen Ursprung hat.

Andere Ausbruchsstellen der weißen Bimssteine sind auf der Nordseite, ebenfalls außerhalb der Umwallung des Laacher Sees zu suchen, dagegen konnte kein Beweis dafür erbracht werden, daß der Laacher See selbst weiße Bimssteintuffe geliefert habe. Verf. glaubt jedoch den Ursprungsort des Trasses im Laacher See suchen zu dürfen; er nimmt an, daß der Traß Eruptionsgebilden seine Entstehung verdanke, die weder mit Schlammströmen, noch mit „absteigenden Wolken“ (VÖLZING, dies. Jahrb. 1911. II. -228-) zu identifizieren seien, vielmehr Übergänge zwischen beiden darstellen, daß bei der Ablagerung des Trasses Wasser mitgewirkt habe und dieses Wasser aus dem damals schon vorhandenen Laacher See stamme und bei der Eruption der Bimssteine, aus denen der Traß entstanden ist, emporgeblasen worden sei. In diesem Sinne hätte also auch der Laacher See selbst weiße Bimssteine geliefert, denn der Traß besteht daraus, diese wären aber nicht als lockere und trockene Massen niedergefallen wie die, welche außerhalb der Umwallung ausgebrochen sind, sondern zugleich mit den Wassermassen, und eben deswegen in der Richtung nach den Talniederungen niedergegangen.

Auf einer Kartenskizze ist die durch Aufschlüsse festgestellte sowie die vermutliche Verbreitung des Trasses im Nettetal, das Verbreitungsgebiet der großen basaltischen Auswürflinge und die Stromrichtung der Niedermendig Basaltlava dargestellt.

R. Brauns.

O. Dreibrodt: Beitrag zur Kenntnis des diopsidführenden Brockengranitits und zur Baueritisierung. Dissert. Leipzig 1912. 47 p.

Der erste Teil enthält eine Darstellung einiger Typen von augitführenden Graniten des Brockenmassivs nach quantitativ mineralogischer und chemischer Zusammensetzung.

Analysiert wurde das Vorkommen von den Wolfsklippen (Anal. 1), ferner der Biotit, Orthoklas und Plagioklas aus demselben Gestein (Anal. 2—4).

[Der Auffassung, daß die sehr charakteristische grüne Farbe des Feldspats dieser Gesteine von fein verteiltem Muscovit herstamme, kann Ref. sich nicht anschließen. Auch völlig frische homogene Feldspäte sind grün gefärbt. Die Farbe bleicht am Licht langsam aus, beim Erhitzen verschwindet sie.]

1. Diopsidgranit. Wolfsklippen.
2. Biotit aus 1. (40,05 Ol, 59,95 Musc.).
3. Orthoklas aus 1. ($Or_{87} Ab_{13}$); $2V = 58^{\circ} 4'$.
4. Plagioklas aus 1. ($Ab_{75} An_{25}$).

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	67,50	38,58	64,73	62,14
TiO ₂	0,09	0,62	—	—
Al ₂ O ₃	14,47	15,43	18,41	23,91
Fe ₂ O ₃	1,23	8,14	—	—
FeO	5,29	14,28	—	—
MnO	Sp.	Sp.	—	—
MgO	2,25	10,99	—	—
CaO	1,75	1,43	0,34	5,22
Na ₂ O	1,75	1,95	1,49	8,76
K ₂ O	5,35	7,31	15,18	Sp.
H ₂ O	0,53	1,39	0,03	0,04
	100,21	100,12	100,18	100,07
G.	—	3,103	2,543	2,658

Der zweite Teil der Arbeit bringt die genauen Zahlen für die von RINNE unter dem Namen Baueritisierung bereits vorläufig mitgeteilte Erscheinung des kristallographischen Abbaues dunkler Glimmer (vergl. dies. Jahrb. 1912. I. -26-).

Das Ausgangsmaterial, Biotit von Brevig, hat die Zusammensetzung unter 1. Das mit CO₂-haltigem Wasser 3 Wochen lang behandelte Produkt entspricht der Analyse 2 a, das 5 Wochen ebenso behandelte Analyse 2 b. Die künstliche Baueritisierung mit konz. HCl führt nach 6 Stunden zu der Zusammensetzung von 3 a und 3 b, die mit verdünnter H₂SO₄ zu den Analysen 4 a, b und c.

Die Tendenz dieses Abbaus führt also zur Auslaugung der Basen und zu einem Endprodukt SiO₂ · xH₂O, unter Erhaltung der kristallographischen Struktur, die auch das Glühen der Reaktionsprodukte überdauert.

	1.	2a.	2b.	3a.	3b.	4a.	4b.	4c.
SiO ₂ . .	35,05	38,03	39,02	89,99	91,85	76,26	83,93	85,10
TiO ₂ . .	1,95	3,41	2,23	1,07	1,01	1,53	1,57	1,06
Al ₂ O ₃ . .	16,18	15,64	15,46					
Fe ₂ O ₃ . .	8,34	11,00	10,39					
FeO . .	24,56	15,18	18,74					
MgO . .	3,67	2,09	1,89	0,75	0,45	0,83	0,34	0,36
CaO . .	Sp.	—	—	—	—	—	—	—
MnO . .	1,00	0,79	0,62	—	—	—	—	—
Na ₂ O . .	2,41	2,69	1,37	—	—	—	—	—
K ₂ O . .	5,09	5,67	4,50	—	—	—	—	—
H ₂ O . .	2,36	6,25	6,46	7,99	7,34	21,38 ¹	13,72	12,99
	100,61	100,75	100,68	99,80	100,65	100,00	99,56	99,51

Der Wassergehalt der baueritischen Endprodukte ist in hohem Grade von dem Dampfdruck bzw. der Temperatur der Umgebung abhängig. Bei 200° z. B. nimmt er um 7,39—8,71^o ab. O. H. Erdmannsdörffer.

h) Italien. Sizilien. Sardinien.

E. Manasse: Ricerche petrografiche e mineralogiche sul Monte Arco (Isola d'Elba). (Atti Soc. Tosc. Sc. natur. Memor. 28. 3—83. Tav. V, VI. Pisa 1912.)

Der Mte. Arco liegt im östlichen Teile von Elba zwischen den Tälern von Ortano und von Terranera, ca. 4 km nördlich vom Rio Marina und 8 km südlich vom Kap Calamita; sein Gipfel erreicht 300 m, seine Flanken sind flach und regelmäßig und von zahlreichen Hügelchen bedeckt. Die Gesteinslagen fallen gegen Westen ein. Zu unterst beobachtet man schieferige Hornfelse (Leptynolithe), die von aplitischen und pegmatitischen Gängen durchsetzt sind; diese weisen stets endogen kontaktmetamorphe Erscheinungen auf; auch finden sich hier gangförmige Turmalinfelse und Quarzadern. Nach oben folgen Quarzite, mit denen dünne Schichten von Fruchtchiefer und Fruchtgneis wechsellagern, die ein erstes Stadium von Kontaktmetamorphose darstellen, dann Sericitschiefer und Glimmerschiefer mit Quarzgängen ohne kontaktmetamorphe Erscheinungen. Das Hangende bildet eine Bank von Marmor, die nach oben in Cipollin, Kalkschiefer und Phyllit übergeht; hierauf lagern konkordant schieferige Serpentine, die nach LOTTI den obersten präsilurischen Horizont einnehmen. Darauf folgen kohlereiche silurische Schiefer, und den Gipfel des Berges bilden permische Konglomerate und Quarzitsericitschiefer, die LOTTI dem Verrucano zurechnet.

Die schieferigen Hornfelse (I) sind granoblastisch und führen Quarz, Orthoklas, Oligoklasalbit, Muscovit, gelb—braun pleochroitischen Biotit, Andalusit (a hellrosa, b = c farblos), Turmalin (blau—blaßblau oder auch rotbraun—hellgelb pleochroitisch, in Körnern oder in Säulen nebst beiderseitigen

¹ Aus der Differenz.

Pyramiden), Apatit, Zirkon, Pyritwürfelchen, Titan-Magneteisen, Leukoxen und vielleicht Graphit und Cordierit.

Die Aplite (II) sind panidiomorph, z. T. granophyrisch und stellenweise kataklastisch und führen Quarz, Orthoklas, Albit bis Oligoklas (mit Albit-, Periklin- und Karlsbader Gesetz, ohne Zonarstruktur), Turmalin (rotbraun—hellgelb pleochroitisch, im Zentrum öfters blau), Muscovit, Andalusit, wenig Biotit, Magnetit, Apatit, Zirkon.

Die Pegmatite (III), häufiger als die Aplite, sind von etwa gleichem Mineralbestand, doch fehlt ihnen Biotit; der Quarz zeigt häufig Flüssigkeitseinschlüsse mit oder ohne Libelle.

Die Turmalinfelse führen Quarz, oft undulös und mit Flüssigkeitseinschlüssen nebst Libelle, Turmalin, Fluor-Apatit (Körner oder Säulen).

Die Cornubianitgneise (IV) („Kontaktsandsteine“ — SALOMON) zeigen Quarz, Orthoklas, Albit bis Oligoklasalbit, hellen und dunklen Glimmer, Turmalin (Säulchen, gelbbraun—gelb pleochroitisch), Magnetit, Ilmenit, Leukoxen, Rutil, Zirkon und etwas Apatit.

Die Fruchtgneise (V) haben ungefähr den gleichen Mineralbestand wie die vorigen Gesteine.

Die Phyllite (VIa) und Glimmerschiefer (VIb) führen Quarz, Muscovit, etwas Biotit (z. T. chloritisiert), Titanitkörner, Ilmenit, Apatit, Zirkon, Turmalin; im Kontakt mit Eisen und Mangan bringenden Quarzgängen, die auch Mizzonit und Tremolit enthalten, sind jene Schiefer verändert (VIc) und mit Turmalin, Orthoklas, dunklem Glimmer, Lievrit, Epidot und reichlichem Hedenbergit-Diopsid ausgestattet, der hellgrün, im Schliß farblos und oft von Quarz poikilitisch durchspickt ist; auch findet man Stücke mit Pyrit, Magnetkies und Arsenkies imprägniert und mit Copiapit inkrustiert.

Die Marmore führen $MgCO_3$ nur in Spuren, etwas Tremolit, Chlorit, Ilmenit, Leukoxen, Quarz und Rutil.

Die Serpentine (VII) zeigen Antigorit, Bastit, Magnetit, Chromit.

Die silurischen Glimmerschiefer (VIII) führen Quarz, hellen und dunklen Glimmer, Chlorit, Ilmenit, Rutil und Kohle.

Die permischen Quarzit-Sericitschiefer (IX) sind aufgebaut aus Quarz, Sericit, Chlorit, etwas Turmalin, Pyrit, Zirkon, Apatit, Leukoxen.

Zum Schluß beschreibt Verf. noch folgende Mineralien ausführlich: Magnetkies (Analyse), Pyrit, Markasit, Arsenkies (Anal.), Bleiglanz (Anal.), Bornit, Hämatit, Opal (Anal.), Goethit (Anal.), Limonit (Anal.), Malachit, ? Wad (Anal.), Jarosit (Anal.), Gips, Melanterit (Anal.), Fibroferrit, Glockerit, Magnetit, Apatit (Anal.), Turmalin (Anal.), Lievrit (Anal.), Epidot (Anal.), Hedenbergit (Anal.), Tremolit (Anal.), Mizzonit (Anal. und optische Messungen), Alloisit (= kolloider Ton; Anal.), Samoit (Anal.), Chrysozell, Copiapit (Anal. und optische Messungen: Absorption $c > a > b$. Farbe gelb, $\alpha = 1,509$, $\beta = 1,532$, $\gamma = 1,577$), Oxalit (die Analyse ergab $FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$ statt RAMELSBERG's Formel $FeC_2O_4 \cdot 1\frac{1}{2}H_2O$; rhombisch, $a : b : c = 0,773 : 1 : 1,104$, Formen 100, 001, 110, 101; Absorption $c > b > a$, Farbe gelb; $\alpha = ?$, $\beta = 1,561$, $\gamma = 1,692$. Spaltbar gut // 110, weniger // 100, noch weniger // 001; Dichte = 2,28, Härte = 2 ca.).

Von den zahlreichen Gesteinsanalysen seien hier die folgenden elf mitgeteilt, die sich auf die oben nummerierten Gesteine beziehen; im Original findet man auch die Parameter nach LOEWINSON-LESSING sowie nach OSANN.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ₂	46,87	76,15	72,66	69,49	65,84
Ti O ₂	1,54	—	—	—	1,01
Al ₂ O ₃	23,64	13,31	16,15	16,37	19,40
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	2,37	} 0,65	} 0,45	} 1,66	} 1,20
Fe O	9,45				
Ni O	—	—	—	—	—
Mg O	3,47	0,06	—	0,34	0,50
Ca O	0,29	0,64	0,22	0,25	0,25
Na ₂ O	2,01	2,17	4,02	2,87	1,28
K ₂ O	7,60	6,44	7,05	8,92	7,63
P ₂ O ₅	0,17	—	—	0,05	—
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—
Glühverlust	2,96	0,54	0,39	1,01	1,98
Sa.	100,37	99,96	100,94	100,96	100,36
Dichte	2,92	2,60	2,64	2,66	2,71

	VIa.	VIb.	VIc.	VII.	VIII.	IX.
Si O ₂	75,72	77,53	56,34	39,91	66,48	89,51
Ti O ₂	—	—	1,23	—	1,53	—
Al ₂ O ₃	14,63	12,93	20,88	2,13	16,32	5,59
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,05	—	—
Fe ₂ O ₃	} 2,04	} 2,76	} 5,73	} 4,99	} 5,43	} 1,38
Fe O						
Ni O	—	—	—	0,12	—	—
Mg O	0,17	0,40	2,59	36,64	1,06	0,23
Ca O	0,21	0,12	2,78	1,70	0,11	—
Na ₂ O	2,21	1,18	3,03	—	1,02	0,96
K ₂ O	4,88	3,86	4,88	—	4,20	1,95
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,09	—	—	—
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
Glühverlust	1,35	1,88	2,87	12,13	5,13	1,33
Sa.	101,32	100,75	100,42	100,88	101,28	100,95
Dichte	2,72	2,69	2,79	2,65	2,69	2,67

Johnsen.

P. Aloisi: Rocce dioritiche del Monte Capanne (Elba). (Atti Soc. Tosc. Sc. natur. Memor. 28. 3—11. Pisa 1912.)

Am Mte. Capanne (auf Elba) aufsteigend, trifft man nacheinander Peridotit, Diorit, Serpentin, Euphotid, Diabas; auf manchen

Seiten fehlt der Peridotit und dann ist der Diorit dem Granit unmittelbar aufgelagert, auch sind dort die genannten Gesteine von granitartigen oder aplitischen Gängen durchsetzt. Der Diorit erscheint massig, graugrün, durch Verwitterung oft oberflächlich rotbraun, mit makroskopischer Hornblende. U. d. M. ist die Struktur hypidiomorph ins Diabasartige. Die Hornblende zeigt a hellgelbgrün, b gelb, c olivgrün, manchmal grünblau, $c : c' = 16^\circ$; an Formen zuweilen $\{110\}$, $\{010\}$; sie ist hier und da etwas chloritisiert und tritt in großen allotriomorphen Fetzen oder in kleinen, von Feldspat umschlossenen Nadeln auf. Der Feldspat, etwas weniger reichlich als der Amphibol, ist Oligoklasalbit und bildet ziemlich frische Leisten, die nur nach dem Albitgesetz verzwillingt bezw. lamelliert sind. Daneben Magnetit, Ilmenit und etwas Biotit. Die Analyse ergab: SiO_2 52,21, TiO_2 2,13, Al_2O_3 13,93, Fe_2O_3 3,62, FeO 6,01, MgO 7,56, CaO 10,24, Na_2O 3,30, K_2O 0,25, H_2O 0,35; Sa. 99,60. OSANN-Parameter: s 56,41, a 2,0, c 3,0, f 15,0, n 1,52, k 0,98.

Johnsen.

i) Schweiz. Alpen.

P. Niggi: Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassivs. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 36. Bern 1912. 94 p. 78 Textfig. 2 photolith. Taf. — II. Teil zugleich Diss. Univ. Zürich.)

I. Geologie der sedimentären Zone Tavetsch—Nadels. — Die alten Intrusionsherde des jetzigen Gastern-Aare- und Gotthardmassives sind durch die tertiäre Faltung in ungleichem Maße betroffen worden. Das Gotthardmassiv ist ein Übergangstypus zwischen den Deckmassiven des Tessin und dem einfachen Fächermassiv des Finsteraarhorns (Aarmassiv).

Sein Bau gegen Norden hin ist vielerorts einfach. Auf eine mittlere Orthogesteinszone folgen eine Injektionszone, daran anschließend Paraschiefer und schließlich ein noch wenig alterierter Sedimentkomplex, der auf das Aarmassiv in weiterem Sinne (mit Somvixerzwischenstück) aufgeschoben ist. Der Sedimentkomplex ist als Tavetscher Mulde in der Literatur bekannt. Er läßt sich verfolgen vom Val Zafragia, wo er nach Norden vorstößt, bis zur Piz Baduskette. Eine Übersichtskarte in 1 : 150 000 orientiert über seinen Verlauf.

Die Untersuchung ergab, daß die „Tavetscher Mulde“ ebensowenig Muldenbau aufweist wie die Urserenmulde. Eine einfache Schichtserie liegt vor¹. Wo sie am vollständigsten ist (Garvera-Muraun) ist sie folgendermaßen zusammengesetzt:

¹ Im Sommer 1912 suchten Herr STAUB und der Referent das gegenseitige Verhältnis zwischen „Urserenmulde“ und „Tavetschermulde“ klar zu stellen. Die Verbindung zwischen beiden Zonen wurde in der Nähe des Oberalppasses gefunden, die eine Zone ist die Verlängerung der anderen. Eine in Vorbereitung befindliche gemeinsame Arbeit wird darüber berichten.

A. Sericitschiefer, Konglomeratgesteine, Quarzporphyre, Diorite des Somvixerzwischenstückes, An- und Aufschiebung.

1. Schiefer, Kalke, Kalksandsteine ca. 60 m = Mesozoicum, vermutlich Lias, event. Dogger.
2. Eigentliche graue, grüne, rotviolette, schwarze Chloritoidschiefer ca. 30 m = Quartenschiefer.
3. Dolomite, dolomitische Schiefer, Quarzite ca. 30 m = Rotifformation.
4. Blauschwarze Phyllite und Glanzschiefer ca. 1200 m = Verrucano.
5. Arkoseartige und konglomeratische Schiefer } ca. 400 m ?.
6. Quarzporphyr }
7. Konglomeratschiefer, schwarze Phyllite, reich an kohligter Substanz. ? Carbon.

B. Paraschiefer und Glimmergneise des Gotthardmassives.

Ostwärts, wo das Gotthardmassiv untertaucht, entwickeln sich parautochthone Decken, die die Zone selbst nach Norden vorschieben und ausquetschen.

Die tektonische Stellung der Tavetscher Sedimentzone ist folgende: Die sedimentäre Zone entspricht dem Nordmantel des Gotthardmassives. Sie ist nicht die Wurzelregion der helvetischen Decke oder Klippendecke. Die Wurzeln der helvetischen Decke liegen stratigraphisch nordwärts von der Sedimentzone, in Wirklichkeit müssen sie durch das herangepreßte Gotthardmassiv überdeckt worden sein.

II. Die Chloritoidschiefer. — In diesem Teil wird versucht, die metamorphe Entwicklung dieser Schiefer verständlich zu machen.

Die Chloritoidschiefer sind porphyroblastisch struiert. Der Porphyroblast ist ein Sprödglimmer vom optischen Verhalten der Chloritoide. Die Analyse, die an nicht ganz reinem Material ausgeführt werden konnte, ergab einen größeren Kieselsäuregehalt als der Formel $H_2FeSiAl_2O_7$ zukommt. Diese Erscheinung ist auch an anderen Orten beobachtet worden, über deren Ursache sind wir noch nicht einwandfrei orientiert.

Sechs Typen von Chloritoidschiefern der Tavetscher Zone werden mikroskopisch untersucht und beschrieben. Die Hauptminerale sind: Chloritoid, Quarz, Sericit, Chlorit, Hämatit, Rutil, reliktsch vorhanden sind Carbonate und Limonit. Die sechs Typen unterscheiden sich weniger chemisch als mineralogisch.

Die Chloritoidschiefer treten längs einer ausgesprochenen geotektonischen Linie auf. Erste Aufgabe ist es daher, die mechanischen und physikalisch-chemischen Verhältnisse dieses geotektonischen Bezirkes zur Zeit der Metamorphose zu rekonstruieren. Die Streß- und Strainbedingungen lassen sich einigermaßen aus dem mikroskopischen Texturbild der Schiefer ableiten. Ausführlich wird das begründet. Das Ergebnis steht in Übereinstimmung mit der geologisch-tektonischen Stellung des Gotthardmassives zur Tertiärfaltung.

Die physikalisch-chemischen Bedingungen stehen unter dem Einfluß des Stresses. Auch sie werden eingehend erläutert¹.

¹ Es sei dem Referenten und Autor folgende Bemerkung gestattet: Die Reaktion wurde durch eine Gleichung festgelegt. Die Anwendung dieser, sowie später die Anwendung der Phasenregel ist streng genommen nur ge-

Nachdem so die allgemeinen Bedingungen bekannt sind und ihre Anwendbarkeit in der Natur geprüft ist, wird auf die speziellen Verhältnisse eingegangen. Acht Analysen von Chloritoidschiefern werden mitgeteilt. Das konstante Merkmal aller Gesteine ist der hohe Tonerdegehalt und der relativ hohe Eisen-gehalt. Der Kieselsäuregehalt variiert stark. Zentrum der Chloritoidbildung sind die Tonschiefer, tonreichen Mergel und Tonsandsteine. Grenzformen entwickeln sich aus Tonmergeln, Dolomit- und Eisensandsteinen.

Hierauf wird an Hand von Umsetzungsgleichungen die Bildung des Grundgewebes erläutert. Sericit ist ein typisches Mineral der Epizone, jener Zone also, wo die Streß- und Straindifferenzen oft einen sehr großen Betrag erreichen. Sogen. Dynamometamorphose erzeugt häufig Mineralien, die für Bedingungen, wie wir sie bis jetzt verwirklichen konnten, metastabil erscheinen, deren Energieinhalt verhältnismäßig groß erscheint. Quarz ist relikthisch und neugebildet. Der Chlorit ist zumeist ein eisenreicher Prochlorit.

Den Porphyroblasten ist ein längeres Kapitel gewidmet. Die Chloritoide wurden gleichzeitig wie das Grundgewebe und während der Wirkung des Stresses gebildet. Die porphyroblastische Struktur ist die notwendige Folge davon, daß die „Kristallisationskraft“ eine Funktion der Substanz ist, eine notwendige Folge auch des RETGER'schen Prinzipes. Die einfache Kristallisations-schieferung scheint einem Minimum geleisteter Arbeit bei der Neubildung zu entsprechen. Porphyroblastenbildung und Nichtparallelordnung gehen Hand in Hand. Beide Erscheinungen finden vorwiegend in der Epizone statt.

Die chemischen Vorgänge werden an Hand einfacher Doppelsalzbildungen studiert, die natürlich nur in erster Annäherung dem tatsächlichen Verlauf entsprechen.

Leitend für die weiteren Darlegungen ist die Phasenregel. Um sie anzuwenden zu können, müssen wir nur die hauptsächlichsten Phasen mitzählen. Dann ergibt sich aber, daß die natürlich vorhandenen Typen fast identisch sind mit denen, die man bei Gleichgewichtslage und idealen Verhältnissen erhalten sollte. Vorsichtig angewandt kann also auch bei dynamometamorphen Vorgängen die Phasenregel als klassifikatorisches und orientierendes Hilfsmittel gebraucht werden.

stattet, wenn Gleichgewicht herrscht. Bei Streß kann aber Gleichgewicht streng genommen gar nicht vorhanden sein. Nun ist aber die Hauptwirkung des Stresses die Vergrößerung der Aktivität fester Massen in bezug auf fluide, gasförmige oder flüssige Phasen. (Herabsetzung des Schmelzpunktes, Vergrößerung des Dampfdruckes und der Löslichkeit.) Umwandlungspunkte fest:fest werden wohl kaum verschoben. Das heißt, es finden in dynamometamorphen Gebieten im großen und ganzen die Reaktionen statt, die bei genügender Reaktionsgeschwindigkeit, Löslichkeit etc. bei tieferen Temperaturen stattfinden würden. (Wobei natürlich noch besondere druckbedingte Formen auftreten können.) Soviel bis jetzt bekannt ist, dürfen wir annehmen, daß das die weitaus größte Wirkung des Stresses ist. Das Gleichgewicht, das wir in erster Annäherung annehmen können, entspricht dann einem wirklichen Gleichgewicht bei allseitigem Druck und tieferer Temperatur als der tatsächlich vorhandenen. Ein solches ideales Gleichgewicht dürfen wir, um eine Übersicht zu bekommen, an Stelle des komplizierten Ungleichgewichtszustandes einsetzen.

Die beiden letzten Kapitel sind von allgemeinem Charakter.

Der Begriff geotektonischer Bezirk stellt, wie der der Consanguinity oder petrographischen Provinz, eine geologische Einheit dar. Er umfaßt ein zusammenhängendes Gebiet, in dem die physikalisch-chemischen Verhältnisse während der Gesteinsmetamorphose einander sehr ähnliche, zum mindesten voneinander abhängige waren. Die verschiedenen Chloritoidschiefer der Tavetscher Zone werden zu einer metamorphen Gesteinsserie zusammengefaßt. Gesteine einer geologischen Einheit (magmatische Provinz, Kontakthof, geotektonischer Bezirk etc.) vereinigen wir dann zu einer Serie, wenn sie durch Übergänge miteinander verbunden sind, in Struktur und Textur sich gleichen, sowie in der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung gewisse gemeinsame und gewisse kontinuierlich sich ändernde Beziehungen besitzen.

Die Chloritoidschieferserie entspricht einer an Alkalien nicht sehr reichen Unterabteilung der zweiten Gruppe der „kristallinen Schiefer nach U. GRUBENMANX“ mit großem Gehalt an F und T.

Ihr entgegengestellt wird eine Magnetitphyllit- und Magnetitporphyroblastenschieferserie des nordöstlichen Gotthardmassives.

Über die Abhängigkeit des Mineralbestandes von Druck und Temperatur bei gleichem Chemismus finden sich einige Angaben.

Die Ausbildungsweise der Sprödglimmerschiefer ist fast durchwegs eine ähnliche wie die der eben beschriebenen Gotthardchloritoidschiefer. Eine Reihe von Vorkommnissen werden näher angeführt. Sie sollen dartun, daß die Sprödglimmerbildung tatsächlich gewissen Gesetzen unterworfen ist, deren angenäherte Auffindung für die spezielle Lokalität der Tavetscher Zone das Ziel der Arbeit war.

P. Niggli.

Asien. Malaischer Archipel.

Brouwer, H. A.: Neue Funde von Gesteinen der Alkalireihe auf Timor. (Centrabl. f. Min. etc. 1913. 570—577.)

Kôzu, S.: Petrological notes on the igneous rocks of the Oki islands. (Sc. Rep. Tôhoku Imp. Univ. Sendai, Japan. 1. No. 3. 1913. 32 p. 4 Taf.)

Zentral-Amerika. Süd-Amerika.

Goldschlag, M.: Beitrag zur Kenntnis der Petrographie Paraguays und des angrenzenden Gebiets von Matto-Grosso. Diss. Jena 1913. 59 p.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Golderze.

H. Hirschi: Lagerstätte von kristallisiertem Gold in einem Kalkmassiv zu Totok, Nordost-Celebes. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. 213—214.)

Die Lagerstätte liegt inmitten eines oligocän-miocänen Kalkgebirges. Ihre Sonderstellung liegt in der Natur des Nebengesteins, das ein unreiner, toniger Kalk ist. Die Gold, Kieselsäure usw. führenden Thermalwässer sättigten sich aus dem Nebengestein mit Calciumcarbonat, und dieses Salz mußte im Verein mit der im Kalkstein vorhandenen organischen Substanz zu einer ganz besonderen Ausfällung der in Lösung befindlichen Bestandteile führen.

A. Sachs.

G. Mayer: Eigentümlichkeiten der Golderzlagerstätten des Typus „Schlangenberg“ im Altai. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. 234—239.)

Verf. schließt aus seinen Beobachtungen, daß sämtliche Lagerstätten des Typus „Schlangenberg“ an Dislokationen gebunden sind. **A. Sachs.**

O. A. Derby: On the Mineralization of the Gold-bearing Lode of Passagem, Minas Geraes, Brazil. (Amer. Journ. of Sc. **182**. 185—190. 4 Fig. 1911.)

E. HUSSAK hatte den goldführenden Quarzgang von Passagem, Minas Geraes, als eine intrusive ultrasaure Granitapophyse angesprochen und die Erzführung als syngenetisch betrachtet; auf Grund neuer Aufschlüsse bestätigt Verf. die eruptive Natur des Ganges, der sich als sehr quarzreicher Pegmatit erweist, führt jedoch die Turmalinisierung des Gesteins und die sie begleitende Sericitisierung des Feldspats auf einen späteren pneumatolytischen Prozeß und die eigentliche Erzführung auf einen dritten, am Schluß der eigentlichen Pneumatolyse einsetzenden Vorgang zurück. Den Beweis erblickt er in der Tatsache, daß die Turmalinisierung von scharfen Spältchen im Pegmatit ihren Ausgang nimmt, und daß das Erz, hauptsächlich Arsenkies und Eisenkies, wieder in Spältchen und Klüften des Turmalinfelses sitzt.

Milch.

Leuher, V.: The transportation and deposition of gold in nature. (Econ. Geol. 1912. **7**. 744—750.)

Lawson, A. C.: The Gold of the Shinarump at Paria. (Econ. Geol. 1913. **8**. 434—448.)

Hore, R. E.: Gold Deposits of Porcupine District Ontario. (Econ. Geol. 1913. 8. 482—488.)

Smith, P. S.: The fineness of Gold in the Fairbank District, Alaska. (Econ. Geol. 1913. 8. 449—454.)

Eisen- und Manganerze.

P. Geijer: Basische Schlierengebilde in einigen nordschwedischen Syeniten. (Geol. För. Förh. 34. 1912. 183—214.)

Die untersuchten Gesteine stammen teils von Rödekornberget, teils von Rackberget in Norrbotten. Die kleinen Erzschrufe daselbst bieten gute Beispiele für die magmatische Ausscheidung von Eisenerz aus syenitischen Magmen. Zu Rödekorn herrscht ein ziemlich grobkörniger Kalisyenit, der in unregelmäßiger Weise in Natronsyenit übergeht. Durch Zunahme der Hornblende entstehen schlierige Aussonderungen, die daneben auch Augit, Biotit, Quarz, in geringer Menge auch Titanit, Apatit, Zirkon und ein einachsiges, in seinen übrigen Eigenschaften am ehesten an Orthit erinnerndes Mineral enthalten. Diese Ausscheidungen führen auch Klumpen von stark titanhaltigem Eisenerz, welches reichlich Zirkon umschließt. Zu Rackberget ist der Hornblendesyenit quarzführend und geht wahrscheinlich in Granit über, während solcher samt Pegmatit zu Rödekorn die Gesteine durchsetzt. Der Feldspat ist zu Rackberget natronreicher. Ausführlicher besprochen werden parallele Durchwachsungen von Perthit oder Orthoklas mit natronreichem Plagioklas und myrmekitische Bildungen. Mit dem diopsidartigen Augit tritt in Parallelverwachsung ein Klinoenstatit, der in Schnitten // (010) in der Regel gerade Auslöschung, in anderen Fällen aber auch Auslöschungsschiefen bis zu 14° zeigt. Die Lichtbrechung ist stärker, der Pleochroismus deutlicher als beim Diopsid. Basische Ausscheidungen, wie sie an einem wenig umfangreichen Erzschruf studiert werden konnten, bestehen hauptsächlich aus Pyroxen, Fayalit und Magnetit, worin der Pyroxen zuerst, das Eisenerz zuletzt kristallisiert ist; die Struktur erinnert ganz an diejenige des Magnetit-Olivinites vom Taberg.

Bergeat.

N. Sundius: Pebbles of magnetite-syenite-porphyr in the Kurravaara conglomerate. (Geol. För. Förh. 34. 1912. 703—725.)

Im Liegenden des erzführenden Eruptivzuges von Kirunavaara—Luossavaara streicht die Formation der Kurravaara-Konglomerate, die ihrerseits von einer Folge effusiver Gesteine, den sogen. Natrongrünsteinen, und von Tuffen unterlagert wird. Die Konglomerate bestehen größtenteils aus Geröllen von effusivem Natron-Syenitporphyr (Keratophyr); darunter befinden sich auch Stücke von abnorm magnetitreichen Gesteinen, die nach GEIJER's Vorgang als Magnetit-Syenitporphyre bezeichnet werden. Am Berge Valkeasiipiivaara, westlich vom Luossavaara, sind sie besonders reichlich beobachtet worden und erfüllen dort eine 20—30 m breite Zone im Konglomerat. Gegen die Grenze der Grünsteinlaven und -Tuffe und zwischen diesen finden sie sich

in Gestalt scharfkantiger Bruchstücke, deren Bildung wohl mit vulkanischen Explosionen zusammenhängen dürfte. Im übrigen sind sie ebenso wie die Syenitbruchstücke gerundet, weshalb sie für marine Küstenablagerungen angesehen werden. [Eine ausgezeichnet gerundete Gestalt zeigen übrigens oft auch, wie z. B. am Vesuv 1906 und am Sta. Maria 1902, die durch vulkanische Explosionen geförderten Bruchstücke des Vulkanuntergrundes oder älterer vulkanischer Laven. Ref.] Die erziehenden Brocken weisen ganz nahe petrographische Verwandtschaft mit den erzfreien Syenitporphyrbruchstücken auf, mit denen sie zusammen vorkommen und mit denen sie wohl gleicher Herkunft sind. Sie bestehen hauptsächlich aus Albit und bis zu 40—50, selten bis zu 80 Volumprozent aus Magnetit, manchmal enthalten sie auch uralitische Hornblende. Sehr auffallend ist, daß der Feldspat fast gar keinen Kalk enthält, einen fast reinen Albit darstellt, woraus auf eine sekundäre Umwandlung des Gesteins geschlossen wird. Die Struktur ist trachytisch, in den magnetitreichen Gesteinen ist das Erz der zuletzt auskristallisierte Bestandteil. Knötchenartige Aggregate werden als Mandeln gedeutet; sie sind von Magnetitanreicherungen umgeben und ihre „Ausfüllung“ besteht aus Albit, Magnetit, Titanit, Apatit sowie jüngeren Neubildungen. Unter sich und im Vergleich mit den von GEIJER beschriebenen Magnetitsyeniten, wie sie an der Luossavaara im Syenit des Liegenden der großen Erzmasse und zu Ekströmsberg auftreten, zeigen diese älteren Bruchstücke großen strukturellen Wechsel; porphyrische oder fast syenitisch grobkörnige Ausbildung sind selten. Verf. glaubt, daß sie von der Zerstörung verschiedener Magnetitsyenitlavaströme herrühren. **Bergeat.**

P. Geijer: Studies on the geology of the iron ores of Lapp-land. (Geol. För. Förh. **34**. 1912. 727—789.)

Verf., über dessen Beschreibung des Erzdistriktes von Kiruna schon berichtet worden ist (dies. Jahrb. 1912. II. - 389—393-), schildert in dem vorliegenden Aufsätze die Magnetit- und Eisenglanzlagerstätte von Ekströmsberg, 30 km westlich von Kiruna. Die petrographischen Verhältnisse entsprechen sehr nahe denen zu Kiruna: Nebengestein der Erze ist ein als Quarzporphyr bezeichnetes stellenweise granophyrisches Gestein von nachstehender Zusammensetzung (I):

	I.	II.	III.
Si O ₂	69,65	72,92	69,41
Al ₂ O ₃	14,68	13,70	13,92
Fe ₂ O ₃	3,01	0,93	3,33
Fe O	1,01	1,10	1,52
Mg O	0,32	0,25	0,64
Ca O	1,02	0,29	0,89
Na ₂ O	0,22	0,19	5,59
K ₂ O	9,25	9,10	3,08
Ti O ₂	0,44	0,36	0,38
P ₂ O ₅	—	—	0,05
H ₂ O	0,74	0,69	0,64
	<hr/> 100,34	<hr/> 99,53	<hr/> 99,45

II ist die Zusammensetzung eines Porphyrs von Suppsatsch, 55 km SW. von Ekströmsberg, der sich vom Quarzporphyr von Kiruna (III, Durchschnitt aus 4 Analysen) hinsichtlich der relativen Mengen von Na_2O und K_2O in ähnlicher Weise unterscheidet, wie derjenige von Ekströmsberg. Verf. bemerkt indessen, daß es sich in dem analysierten Gestein I um eine besonders albitarme Probe gehandelt habe, der chemische Unterschied zwischen den Porphyren von Ekströmsberg und Kiruna daher nicht so erheblich sei, wie es nach den angeführten Analysen erscheinen möchte.

In dem Porphyr liegen parallel zu dessen Fluidalstruktur zahlreiche Bänder von Magnetit und Apatit, deren Dicke mitunter bis zu Bruchteilen eines Millimeters herabgeht, in unmittelbarer Nähe der Erzkörper bis zu 10 cm ansteigt; teilweise enthalten die Erzbänder neben Magnetit etwas Titanit und Hornblende. Außerdem finden sich auch bis zu 1 m dicke Bänke von grauem oder bläulichweißem Quarz, die u. d. M. auch einen Gehalt an Magnetit und Apatit aufweisen; Verf. nimmt an, daß es sich dabei um späterhin verkieselte Magnetit-Apatitbänder handle. Gewisse Magnetit-Apatitlagen enthalten neben etwas Quarz auch Muscovit und ziemlich reichliche Körner von Orthit. In der Nähe einer großen Hämatiteinlagerung überwiegen die Apatit- und Erzbänder dermaßen über den Porphyr, daß das Gestein wie in 30—50 cm dicken, in sich selbst wieder gebänderten Bänken geschichtet erscheint; das Eisenerz besteht hier nicht aus Magnetit, sondern aus Hämatit. Bemerkenswert ist der stellenweise sehr große Gehalt des Porphyrs an Albit, der manchmal den perthitischen Mikroklin überwiegt, und der Umstand, daß solche albitreiche Gesteine in solche mit höherem Gehalt an Kalifeldspat überzugehen scheinen.

Syenit ist, im Gegensatz zu Kirunavaara, hier nur untergeordnet vorhanden. „Magnetitsyenitporphyr“ wird auch hier beobachtet.

Die größeren Erzmassen bestehen bald aus vorwaltendem Hämatit, bald überwiegt der Magnetit, beide durchwachsen mit Apatit. Sie erscheinen wie langgezogene Schlieren oder Bänke, in sich gebändert oder auch ganz massig; Quarz ist ein häufiger Bestandteil, er verdankt nach Verf. jüngeren, vielleicht hydrothermalen Vorgängen sein Dasein. Zirkon beobachtet man mitunter im Dünnschliff. Im Kontakt mit dem Porphyr zeigen sich dieselben eigenartigen Mineralbildungen wie zu Kiruna: der „Skarn“ besteht aus faseriger grüner Hornblende, die Apatit und Magnetit umschließt, dazu kommt Titanit, Biotit, Quarz und Kalkspat. Eine zureichende Erklärung, weshalb die Erzkörper bald aus überwiegendem Magnetit, bald vorwaltend aus Hämatit bestehen, läßt sich nicht geben; keine Anzeichen sprechen dafür, daß letzterer aus ersterem hervorgegangen wäre.

Die Parallelstruktur des Ekströmsberg-Porphyrs und der darin enthaltenen Eisenerzlagerungen gilt dem Verf. als zweifelloser Beweis ihrer effusiven Entstehung, die er auch den erzführenden Eruptivmassen bei Kiruna zugeschrieben hatte. Die Syenitvorkommnisse sind teilweise sicher Intrusionen, andere werden wiederum für Lavaströme gehalten.

Zu den merkwürdigsten Erscheinungen der lappländischen Eisenerzdistrikte gehören die von GELJER so genannten Magnetitsyenitporphyre. Sie bestehen im wesentlichen aus sehr kalkarmem Plagioklas und einer Grund-

masse von Magnetit und bilden nach Verf.'s Auffassung echte, durch Differentiation entstandene Schlieren von mitunter großem Umfang im Syenitporphyr. Bruchstücke solcher Gesteine finden sich schon im Kurravaara-Konglomerat im Liegenden der Luossavaara-Erzmasse und sind durch SUNDIUS studiert worden (vergl. das vorhergehende Referat). An der Südseite des etwa 100 m über die Ebene sich erhebenden Hügels Najakak bei Ekströmsberg ist das Gestein im Kontakt mit dem Syenitporphyr besonders gut entblößt.

Makroskopisch zeigt der Magnetitsyenitporphyr eine dichte, dunkelblaugraue Grundmasse und darin rote Feldspateinsprenglinge und mehr oder weniger Feldspatknötchen, die bald kompakt, bald seltener drusig sind. Die letzteren besitzen allgemein einen kreisförmigen oder elliptisch gerundeten Querschnitt, sind bis zu 10 mm groß und gern fluidal angeordnet. Kupferkies, Schwefelkies, diese auch in Klüften, ferner drusige Knötchen von Quarz sind weiter zu beobachten. Der Magnetitgehalt mag 25—35 Gewichtsprozent betragen. An der Grenze gegen den Syenit findet häufig ein rascher Übergang statt, magnetitreiche Zwischengesteine sind nicht häufig; der Syenit ist dort von wenigen Dezimeter langen Schlieren des Magnetitsyenits durchzogen, andererseits durchsetzen auch Schlierengänge des ersteren die Masse des letzteren; diese werden in der Regel nicht über wenige Zentimeter dick. U. d. M. bestehen die Feldspateinsprenglinge im Magnetitsyenitporphyr bald aus Orthoklas, bald aus Albit, beide stets korrodiert, besonders in den randlichen Partien sind die Körner schwarz (mit Magnetit?) durchstäubt. Die 0,060—0,075 mm langen und 0,008—0,015 mm breiten Feldspatleistchen, welche in der Magnetitgrundmasse eingebettet liegen, sind Oligoklas-Albit ($Ab_{90}An_{10}$ — $Ab_{92}An_8$). Ihre Anordnung erinnert bald an trachytische Struktur, bald ist sie garbenförmig büschelig. Die Knötchen sind teils Albit, mit oder ohne Mikroklindurchwachsungen, oder Perthit. Häufig ist Orthit in Körnern; er bildet die äußeren Partien dieser (als Mandelfüllung gedeuteten) Knötchen oder liegt um sie herum in der Grundmasse. Sein Pleochroismus ist rötlichbraun—goldengrün, die Doppelbrechung bis 0,032. Endlich finden sich noch Quarz und Biotit. Jüngere Mineralschnürcchen führen merkwürdigerweise gleichfalls Albit, Mikroclin, Quarz und Apatit.

Auch der Magnetitsyenitporphyr von Ekströmsberg erweist sich als ein späteres, bei weniger hoher Temperatur erstarrtes Differentiationsprodukt eines Stammmagmas, aus welchem der Syenit, der Quarzporphyr und der Apatit-Eisenerzmassen hervorgegangen sind. Beziehungen zwischen den letzteren und dem Magnetitsyenitporphyr konnte Verf. früher im Nokutusvaara-Erzfeld erkennen: hier ist das Magnetitapatitgemenge teilweise reich an Albit, wobei der letztere wiederum früher kristallisierte als der Magnetit.

Ein Teil des Aufsatzes gilt einer weiteren Diskussion der in der „Geology of the Kiruna District“ vorgebrachten Gründe für die magmatische Entstehung der lappländischen Eisenerze.

Bergeat.

Carbonate.

Redlich, K. A.: Der Carbonzug der Veitsch und seine Magnesite. (Zeitschr. prakt. Geol. 1913. 21. 406—418.)

Salzlagerstätten.

- Naumann, M.: Die deutschen Zechsteinsalzlager. (Zeitschr. f. Naturwiss. 1913. 433—444.)
- Schlunck, J.: Salzlager und Kalisalze im oberen Buntsandstein (Röt). (Kali. 1913. 25 p.)
- Stutzer, O.: Die Bedeutung der roten und grauen Gesteine im Schichtprofile der Steinkohlenablagerungen. (Zeitschr. prakt. Geol. 1913. 21. 423—426.)
- Rühle, C.: Der Aufbau der Kalisalzlagerstätte des Bernburger Sattels, insbesondere des „älteren Lagers“ von „Solvay in Preußen“. (6. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. 1913. 34 p. 3 Taf.)

Kohlen. Erdöl.

- Siegfried, E.: Die Naphthalagerstätten der Umgebung von Sototwina. Ein Beitrag zur Tektonik des Karpathenrandes in Ostgalizien. (Berlin 1912. 72 p. 42 Fig. 2 Taf.)
- Doss, B.: Das Vorkommen von freiem Schwefel in Sapropelen. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 490—495.)

c) Deutsches Reich.

- Bornhardt, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. (Zeitschr. prakt. Geol. 1913. 21. 389—405.)

e) Britische Inseln.

- Summary of progress of the Geol. Surv. of Great Britain and the Museum of Practical Geology for 1912. (Mem. Geol. Surv. 1913. 96 p. 5 Fig.)

Nord-Amerika. Mexiko.

- Bentz, G.: Kalisalzvorkommen in Nordamerika. (Zeitschr. prakt. Geol. 1913. 21. 419—422.)
- Grant, U. S. and D. F. Higgins: Coastal Glaciers of Prince William Sound and Kenai Peninsula, Alaska. (U. S. Geol. Surv. Bull. 526. 1913. 75 p. 40 Taf. 18 Fig.)
- Burroughs, W. G.: Economic Geology of the Berea Sandstone Formation of Northern Ohio. (Econ. Geol. 1913. 8. 469—482.)
- Emmons, W. H. and F. C. Calkins: Geology and Ore deposits of the Philipsburg Quadrangle, Montana. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 78. 1913. 271 p. 17 Taf. 55 Fig.)

- Capps, S. R.: The Yentna District, Alaska. (U. S. Geol. Surv. Bull. 534. 1913. 75 p. 13 Taf. 7 Fig.)
- Butler, B. S.: Geology and Ore deposits of the San Francisco and adjacent Districts, Utah. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 80. 1913. 212 p. 41 Taf. 16 Fig.)
- Prindle, L. M.: A geologic reconnaissance of the Fairbanks Quadrangle, Alaska, with a detailed description of the Fairbanks District by L. M. PRINDLE and F. J. KATZ and an account of Lode Mining near Fairbanks by P. S. SMITH. (U. S. Geol. Surv. Bull. 525. 1913. 220 p. 22 Taf. 20 Fig.)
- Walker, T. L.: Report on the Tungsten ores of Canada. (Canada. Dep. of Mines. No. 25. 1909. 53 p. 15 Fig.)
- Cirkel, F.: Report on the Chrome Iron ore deposits in the eastern townships Province of Quebec. (Canada. Dep. of Mines. No. 29. 1909. 131 p. 15 Fig. 11 Taf.)
- Chrysotile-Asbestos. Sec. Ed. (Canada. Dep. of Mines. 1910. No. 69. 303 p. 66 Taf. 88 Fig.)
- Walker, T. L.: Report on the Molybdenum ores of Canada. (Canada. Dep. of Mines. No. 93. 1911. 59 p. 14 Taf. 10 Fig.)
- Parks, W. A.: Report on the building and ornamental stones of Canada. I. (Canada. Dep. of Mines. 1912. No. 100. 347 p. 72 Taf. 21 Fig.)
- Schmid, H. S. de: Mica, its occurrence, exploitation and uses. (Canada. Dep. of Mines. No. 113. 1912. 399 p. 38 Taf. 67 Fig. 21 Karten.)
- Wilson, A. W. G.: Pyrites in Canada, its occurrence, exploitation, dressing and uses. (Canada. Dep. of Mines. No. 167. 1912. 190 p. 27 Taf. 29 Fig. 1 Karte.)
- Coleman, A. P.: The nickel industry: with special reference to the Sudbury region, Ontario. (Canada. Dep. of Mines. No. 170. 1913. 163 p. 63 Taf. 14 Fig. 8 Karten.)
- Economic Minerals and Mining Industries of Canada. (Canada. Dep. of Mines. No. 230. 1913. 77 p. 19 Taf. 1 Karte.)

Geologische Karten.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 114 (Blätter Lehesten, Lobenstein—Titschendorf und Hirschberg a. S.); Berlin 1910, 1911 und 1912; aufgenommen von K. TH. LIEBE und E. ZIMMERMANN. Jedes Blatt einschließlich der (110, bezw. 156 und 214 p. starken) Erläuterung 2 M.

Diese drei Blätter stellen einen von West nach Ost verlaufenden Ausschnitt aus dem Frankenwald und oberen Vogtland dar und greifen südwärts nach Bayern hinein, z. T. weit über den Rahmen des Meßtischblattes hinaus, so Blatt Hirschberg 1 km weit, Blatt Lobenstein fast 3 km. Geologisch gehören sie ganz dem thüringischen Schiefergebirge an, und zwar dessen inter-

essantesten und lehrreichsten, aber auch schwierigsten Teilen; sie waren aus letzterem Grunde bisher auch kaum bekannt und erforderten deshalb eine lange Zeit der Aufnahme und Bearbeitung und eine umfangreiche Beschreibung.

Die Zahl der Formationen ist allerdings nicht groß, denn abgesehen von kleinen, zerstreuten Diluvialablagerungen und dem Alluvium der Täler sind nur Cambrium, Silur, Devon und Culm, jede Formation allerdings mit verschiedenen Stufen, vertreten. Die Buntheit des Kartenbildes wird aber erst durch die Lagerungsstörungen einerseits, durch äußerst zahlreiche Lager, Stöcke und Gänge von Eruptivgesteinen andererseits erzeugt.

Als Cambrium und Unterdevon sind — wie bisher in Thüringen — allerdings Schichten dargestellt, die von den neueren Paläontologen dem Untersilur und Mitteldevon zugerechnet werden; die ältere Auffassung ist aber vor allem deshalb beibehalten, um die Einheitlichkeit des Farbenbildes zu wahren und damit den tektonischen Überblick durch ganz Thüringen zu ermöglichen. [Über *Phycodes*-Quarzite in Kilikien s. p. -472-. Red.]

Die Reihenfolge der Einzelschichten bleibt über das ganze Gebiet hin im wesentlichen gleich, nicht aber die Ausbildung. Es zeigen nämlich zwar die Blätter Lobenstein und Lehesten, sowie die größeren nordwestlichen $\frac{2}{3}$ des Blattes Hirschberg im allgemeinen alle Schichten in ihrer für Thüringen gewöhnlichen normalen, noch ziemlich ursprünglichen Ausbildungsweise; aber im südöstlichen Drittel von Blatt Hirschberg sind alle in z. T. sehr hohem Grade dynamometamorph, nämlich phyllitisch-kristallinisch geworden, in Struktur, Textur und Mineralbestand mehr oder minder verändert; auch bei Wurzbach (Blatt Lobenstein) liegt ein kleines Gebiet ähnlicher Metamorphose. Die Ursache dieser Erscheinung ist noch unbekannt. Außerdem tritt stellenweise noch Kontaktmetamorphose dazu, deren Alter als jünger nachgewiesen wird.

Von den einzelnen Formationen wird das Cambrium wesentlich von den quarzitisches gebänderten Phykodenschichten gebildet, deren Leitfossil *Phycodes circinatum* stellenweise in Menge und schöner Ausbildung zu finden ist; untergeordnet ist ein weißer, z. T. grob klastischer Quarzit. — Das Untersilur besteht im wesentlichen aus einem unteren Tonschiefer (Griffel- und Dachschiefer), einem oberen Tonschiefer (Lederschiefer) und einem Quarzit zwischen beiden, dem Hauptquarzit. Auf Blatt Lehesten fehlt letzterer fast ganz; dafür ist hier an der Basis ein unterer Quarzit mächtig entwickelt, der auf den anderen Blättern fehlt oder gering und abweichend ausgebildet ist. An der oberen Grenze des unteren Schiefers tritt häufig — im unteren Quarzit nur selten (nur auf Blatt Hirschberg) ein dünnes Lager von Thuringit auf; der untere Thuringit ist meist reich an grobklastischem Quarz, der obere ist meist oolithisch (ähnlich der Minette), im metamorphen Gebiet reich an Magnetitkristallen, oft auch an rotem Granat und an Hornblende. Der Lederschiefer führt auf Blatt Lehesten vereinzelt jene merkwürdigen groben Gerölle mit *Echino-sphaerites*, deren Herkunft und Transportmittel unbekannt sind. Die äußerst seltenen Fossilien des Untersilurs sind ohne praktische Bedeutung. — Als Mittelsilur ist das Kieselschieferlager des unteren Graptolithenhorizontes, als Obersilur der Ockerkalk (nur crinoidenführend) und der Alaunschiefer

des oberen Graptolithenhorizontes ausgeschieden; besonders der untere Horizont ist sehr graptolithenreich, der obere führt auch *Ceratiocaris*. Die beiden Obersilurschichten sind auf Blatt Lehesten gut entwickelt, fehlen auf Blatt Lobenstein fast durchgängig und sind auf Blatt Hirschberg nur sporadisch vorhanden, woraus manche mit LIEBE auf eine spätere örtliche Wiederzerstörung geschlossen haben.

Nach eben dieser Schlußfolgerung liegt das folgende Schichtenglied, der als Unterdevon dargestellte Tentaculitenschiefer mit dem Tentaculitenknollenkalk und Nereitenquarzit, nur auf dem oberen Graptolithenschiefer konkordant, sonst aber — und zwar meist auf Mittelsilur, bei Saalburg anscheinend auch auf Untersilur — diskordant; außer Tentaculiten sind nur seltene *Favosites*-Knollen als Versteinerungen gefunden. — Das Mitteldevon besteht unten aus schwarzen Ton- und Kieselschiefern; oben aus Braunwacken, Sandsteinen, Tuffen und Tonschiefern und hat keine wichtigen Fossilien geliefert. — Das Oberdevon ist nur auf Blatt Lehesten rein sedimentär (Tonschiefer, violette und graue Kramenzelkalke, großknotige Kalkknotenschiefer und Quarzit in der genannten Reihenfolge) ausgebildet, aber frei von Leitfossilien, — auf Blatt Lobenstein ist es meist durch Diabastuffe (Breccien, Schalstein) ersetzt, stellenweise ist es ein kleines Kalklager, z. T. auch roter und grüner Cypridinschiefer (ohne Cypridinen) vorhanden, auf Blatt Hirschberg außer Diabasbreccien auch noch (nur in NW.) ein mächtiger Kramenzelkalk mit verschiedenen Goniatiten (auch Cheiloceren) und Clymenien, sowie ein Korallenkalk, reich an *Alveolites*, *Stromatopora* und *Phillipsastraea*.

Der untere Culm besteht zuunterst aus Dachschiefen, die bei Lehesten in großartigen Brüchen gewonnen werden und hier eine Zone mit radiolarienreichen Phosphoritknollen umschließen; auf Blatt Lobenstein kommen auch dünne Kohlenkalkschmitzen vor. Auch höher hinauf sind Tonschiefer sowie Sandsteinschiefer noch sehr verbreitet; sie führen an Fossilien die noch immer problematischen *Dictyodora* und *Phyllodocites* in z. T. ausgezeichneten und reichen Fundorten (Wurzbach); auf Blatt Lehesten wurde noch der Quarzit des Wetzsteins besonders ausgeschieden; bei Lobenstein ist der Unterulm arm an Tonschiefer, reich an Sandstein und Grauwacke und führt an der Basis und nochmals höher oben gelegentlich dünne Geröllzonen. Typische marine Culmfossilien fehlen. Der Oberulm besteht aus Grauwacken, Sandsteinen und Tonschiefern und führt auf Blatt Lehesten in seinen höheren Regionen ein sehr grobes Konglomeratlager, das KALKOWSKY als Gerölltonschiefer beschrieben und durch glaziale Drift gedeutet hat.

Von großer Bedeutung sind die paläovulkanischen Eruptivgesteine, die sämtlich der Familie der Diabase angehören. Massenhaft finden sie sich im Devon, spärlicher im Silur, noch weniger im Cambrium, sie fehlen ganz im Culm oder können wenigstens, wo sie darin vorkommen, als Klippen des Untergrundes gedeutet werden. Sie sind körnig, porphyrisch, dicht, oder als Mandelstein, Variolit oder Paläopikrit ausgebildet. Auf Blatt Lobenstein und Hirschberg sind sie so massenhaft, daß sie die Sedimente ganz verdrängen können, im Ostteil von Blatt Lehesten werden sie schon spärlicher, im Westteil sind sie fast ganz verschwunden, wie sie weiterhin in Westthüringen vollkommen

fehlen. Die einzelnen Diabasarten sind zumeist auf bestimmte Schichtenhorizonte beschränkt, ja für diese kennzeichnend, und erscheinen sonach als Lager; trotzdem zeigen manche solche Lager auch Eigenschaften von Intrusivgesteinen; nur die Lager im Mittel- und Oberdevon sind mit Mandelbildung und mit Tuffen verbunden; die Frage, ob auch die körnigen Diabase Ergußgesteine sind, ist noch nicht sicher gelöst. Die Paläopikrite setzen mindestens in drei Horizonten auf und sind teils körnig, teils grobporphyrisch; der untere zeigt an einer Stelle magmatische Ausscheidungen von Magnetit, vielleicht führt er auch Nephrit. — Im metamorphen Gebiete von Blatt Hirschberg sind auch die Diabase und Paläopikrite metamorphosiert, natürlich auch in wechselndem Grade, und zwar sind sie mehr oder minder schiefrig geworden, chloritisiert, aktinolithisiert und uralitisiert, meist in Epidiorit und Uralitporphyr, zuweilen in grobstrahligen Aktinolithfels verwandelt.

Alle bisher beschriebenen Sedimente und Eruptivgesteine sind der Faltung und Schieferung unterworfen worden. Die Tektonik wird beherrscht von der varistischen Faltung, also mit Nordoststreichen, der sich meist auch die Schieferung anschließt, letztere fast ausnahmslos mit Nordwestfallen. Daneben tritt — meist nur untergeordnet und in flacheren, breiteren Falten, auf Blatt Lobenstein indes auch in kräftiger Weise — auch hercynische Nordwestfaltung auf. In der Erläuterung zu Blatt Lobenstein wird an schematischen Figuren die vielfach theoretisch für unmöglich erklärte Durchkreuzung beider Systeme gezeigt; dabei werden der ostthüringische Hauptsattel als wichtigster varistischer, der Frankenwälder Hauptsattel als wichtigster hercynischer Sattel genannt. Auf Blatt Hirschberg häufen sich viele parallele Nebenfalten beider Systeme, unter Bildung schöner Interferenzknoten; zu deren Verständnis ist eine vereinfachte, über das Blatt Hirschberg allseitig weit hinausgreifende, geologisch bunte Übersichtskarte in 1 : 100 000, und dazu wieder, im selben Maßstab und auf gleicher topographischer Grundlage, in Schwarzdruck eine schematische tektonische Skizze mit Eintragung der Namen für alle großen und kleinen Sättel und Mulden beider Systeme beigegeben. Hier sind auch in gleicher Weise die Verwerfungen eingetragen und mit Namen bezeichnet; die wichtigsten dieser Verwerfungen im Gebiet der drei Karten sind die Gräfenal—Hennberg—Heinersdorf—Lobensteiner, die Ludwigstadt—Wetzsteiner, Ludwigstadt—Lehestener, die Wurzbacher, Kemloser, Pottiga—Eisenbühler, Ullersreuther, Erzengeler und Künsdorfer Hercynspalte und die beiden stark zerschobenen, aber sehr weit aushaltenden Göttengrüner als wichtigste varistische Verwerfungen. Zwischen letzteren beiden ist unter absonderlichen Verhältnissen Culm eingeschlossen, der lange Zeit nicht als solcher erkannt war, und beide grenzen das vorn genannte dynamometamorphe Gebiet von Blatt Hirschberg nach NW. gegen das normale ab. — Das Alter der Verwerfungen wird als präpermisch angesehen, doch haben später auf manchen weitere Verschiebungen stattgefunden, manche mögen überhaupt nur jung sein.

Von den ostthüringischen Granitstöcken, die alle ungefähr an den Frankenwälder Hauptsattel sich anschließen (hierzu eine Übersichtsskizze), entfallen zwei auf Blatt Lobenstein; sie haben schöne andalusitisch-kordieritische Kontakthöfe; der größere von ihnen, im Culm, ist der bekannte Granitstock

des Hennbergs. Ein ebensolcher Kontakthof, aber ohne sichtbares Tiefengestein, durchsetzt auf Blatt Hirschberg bei Saalbach den Göttengrüner dynamometamorphen Culmstreifen; an acht zerstreuten kleinen Stellen treten auf demselben Blatt Granat- und Magnetitfelse auf, vermutlich kontakt-metamorph aus Obersilurkalk entstanden. Andererseits liegt im dynamometamorphen Gebiet von Blatt Hirschberg, mitten im Cambrium, eine Anzahl von Granitvorkommen von gneisähnlicher Beschaffenheit (Hirschberger Gneis) und vermutlich nicht stockförmiger, sondern konkordanter Lagerung, ohne oder nur mit winzigster ottrelithisch-amphibolitischer Kontaktzone. Endlich liegen ebenda an ein paar Stellen im Cambrium und Untersilur, ohne sichtbares Tiefengestein und scheinbar konkordant, sehr schöne Schiefer mit Hartglimmer (Ottrelith-) und mit Biotit-PorphYROblasten.

Alle drei Blätter sind sehr reich an Eruptivgängen, die als meso-vulkanisch zusammengefaßt sind, z. T. aber genetisch zu den jungen Granitstöcken gehören mögen. Bei ihrer Mannigfaltigkeit würde die neuere Petrographie vielleicht die meisten Arten der lamprophyrischen Gangfamilie wieder finden können, doch sind noch die älteren Namen verwandt; außerdem sind noch besonders wichtig die Gänge von Quarzporphyr und von Mesodiabas. Über die Verbreitung all dieser z. T. recht kleinen Gänge gibt die bei den Granitstöcken erwähnte Übersichtsskizze ebenfalls Auskunft; die meisten Gangzüge streichen hereynisch, einige auch nordsüdlich.

Auch Mineral- und Erzgänge sind sehr zahlreich, vorwiegend Spateisengänge, z. T. mit Kupfer- und Nickelerz, auch mit Wismut und Flußspat. Von solchen Gängen werden 118, die ehemals abgebaut worden sind und das Lobensteiner Revier bildeten, aufgezählt; ihre Verhältnisse einschließlich ihres Mineralreichtums und der Paragenesis werden eingehend behandelt; mit ihnen werden auch die Lobenstein—Stebener Stahlquellen in Verbindung gebracht.

Nur am Südrand von Blatt Lehesten ist sekundäre Rötung vorhanden; sie deutet vielleicht die ehemalige Landoberfläche der Rotliegendzeit an. Alle drei Blätter aber zeigen landschaftlich präoligocänen Fastebene-Charakter auf den Höhen und jugendliche Formen in den unteren Teilen der Täler. In der Fastebene sind alle ursprünglichen Höhenunterschiede des so überaus verwickelt gebauten Gebietes verloren gegangen; die Mäander des Saaltales sind ebenfalls unabhängig vom geologischen Bau, ja z. T. in scharfem Gegensatz dazu, also wohl sicher epigenetisch.

Auf der Fastebene, die allerdings von einigen Härtlingen etwas überragt wird, ist tiefe Verwitterung weit verbreitet und nötigte stellenweise zur Ausscheidung von Diluviallehm. Sicher glaziale Bildungen fehlen; die von DATHE dafür angesehenen sind es nicht; aber in diesem Zusammenhange wird auf gewisse Talendenformen und auf merkwürdige Blockanhäufungen besonders hingewiesen. Im Saaltale treten eine Anzahl Schotterterrassen in verschiedenen Höhen auf.

Im Alluvium sind zahlreiche Quellmoorhügel bemerkenswert.

Im Anhang zu jeder Erläuterung werden zahlreiche Gesteins- und Mineralanalysen zusammengestellt, davon sind neu: auf Blatt Lehesten 9, auf Blatt Lobenstein 10, auf Blatt Hirschberg 19.

Das bisher so wenig von Geologen besuchte Gebiet, das jetzt auch durch mehrere Bahnlinien bequem zugänglich ist, eignet sich nunmehr vortrefflich zu geologischen Lehr- und Studienausflügen, für die E. ZIMMERMANN in der Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1901 schon einen eingehenden Führer geschrieben hat, auch für weitere Sonderforschungen verschiedenster Art, die sehr erwünscht sind, liegt endlich eine geeignete Grundlage vor.

Geolog. Landesanstalt.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 180 (Blätter Langeoog, Spiekeroog, Esens, Karolinensiel, Middels und Wittmund).

Diese Lieferung bringt also ein größeres Gebiet aus dem nordöstlichen Ostfriesland zur Darstellung. Der festländische Teil dieser Lieferung erhält sein Gepräge durch die auch für das weitere Küstengebiet der Nordsee charakteristischen Bodengebilde von Geest, Moor und Marsch; die bei den Gestadenseln zählen zur Reihe der ostfriesischen Inseln.

Die Oberflächengestaltung Ostfrieslands zeigt im allgemeinen einfache Geländeformen. Betrachten wir eine gute topographische Karte, so erkennen wir, daß sich der Hauptgeestrücken Ostfrieslands von der oldenburgischen Geest aus von SO. nach NW. zu erstreckt und daß dieser Geestrücken wiederum von zahlreichen Tälern durchschnitten ist, die von der Wasserscheide aus nach NO. und SW. verlaufen und dadurch eine Parallelrückenlandschaft erzeugen. Sowohl auf der Mitte dieses Rückens wie auch in seinen randlichen Gebieten treten z. T. sehr ausgedehnte Moore auf. Die Geest und ihre Randmoore werden, außer nach Süden zu, von den Niederungen der fruchtbaren Marschen umsäumt, die namentlich in den Mündungsgebieten der Weser und Ems große Ausdehnung gewinnen.

Nach der Nordsee zu wird das Watt durch die Reihe der ostfriesischen Inseln begrenzt. Nördlich dieser Inselreihe dacht sich der Meeresboden dann allmählich zum eigentlichen Nordseebecken ab.

Dem Watten sind nach der See zu zahlreiche langgestreckte Sandbänke, sogen. Platen, vorgelagert; auch die ostfriesischen Inseln selbst sind nichts anderes als große Sandplaten, die erst dadurch, daß die Flugsande sich auf ihnen zu vielkuppigen Dünen auftürmten, zu eigentlichen Inseln emporwuchsen.

Die diluvialen Höhenböden Ostfrieslands erreichen in ihren mittleren Teilen Höhen von 5—10 m über N.-N.; an wenigen Stellen, und zwar in Dünengebieten, finden wir Höhen von 12—14 m. In ihren randlichen Gebieten flacht sich die Geest immer mehr ab und wird hier von den Randmoor- und Marschalluvionen begrenzt, deren Höhenlage selten über 1,5 m hinausreicht, zuweilen sogar etwas unter N.-N. hinabsinkt.

Die älteste Formation, die uns aus Ostfriesland bisher bekannt geworden ist, ist das Tertiär; man hat es jedoch nur bei tieferen Bohrungen erreicht, z. B. bei Aurich, wo man bei 90 m Tiefe Braunkohle und Quarzsande erbohrte, die tertiären Alters (? Miocän) sind. Über dem Tertiär lagert das Diluvium,

das wir in zwei Abteilungen gliedern: in ein älteres, fluviatiles, und ein jüngeres, glaziales. Man kann den Nachweis führen, daß diese diluvialen Bildungen aus Ablagerungen zweier Eiszeiten bestehen. Bei der Darstellung des Diluviums auf der Karte wurde der jetzt vorherrschenden Ansicht Rechnung getragen, daß die letzte Vereisung die Weser nicht überschritten hat, daß das ostfriesische glaziale Diluvium also der vorletzten oder Saale-Eiszeit (Hauptvereisung) angehört. Die älteren, fluviatilen Bildungen fallen dagegen in die älteste Diluvialzeit, und zwar im wesentlichen wohl in die drittletzte oder Elster-Eiszeit.

Das fluviatile Diluvium besteht aus schwarzen, fossilfreien Tonmergeln und Mergelsanden, sowie aus Kiesen und Sanden, die insgesamt oft über 70 m mächtig werden können und sehr wahrscheinlich durch von S. bzw. SO. kommende Flüsse abgelagert sind. Daß sie diluvialen Alters sind, das beweisen u. a. die, wenn auch meist nur ganz vereinzelt auftretenden Feldspate in den Kiesen und Sanden, sowie die nordischen Kiese und Gerölle, die in ihnen bei etwa 40—50 m Tiefe bei verschiedenen Bohrungen auftreten, ferner die Tatsache, daß sich diese Bildungen, namentlich die schwarzen Tonmergel, als durchgehender Horizont nach dem Elbgebiete hin verfolgen lassen, wo in ihrem Liegenden die Grundmoräne der ältesten Vereisung nachgewiesen ist.

Als nun die Hauptvereisung von NO. her ihre Gletscher über Ostfriesland ausbreitete, fanden diese hier ein im großen und ganzen ebenes Gelände vor, das aus den schwarzen Tonen und den mit ihnen oft wechsellagernden fluviatilen Kiesen und Sanden bestand. Auf dieser fast ebenen Niederung lagerte dann das abschmelzende Inlandeis seine Moränen in Form von Geschiebemergel, Kiesen und Sanden ab, deren Mächtigkeit selten mehr als 15 m erreichte.

Die deutsche Nordseeküste hat sich nach dem Rückzuge des Inlandeises um mehr als 20 m gesenkt. Den Beweis für diese Annahme bringt die Tatsache, daß sich das Diluvium bis zu dieser Tiefe in flacher Abdachung unter den Alluvionen der Nordsee fortsetzt und daß wir auf diesen gesunkenen Geestgebieten Heidevegetation, Wälder und Moore nachweisen können. Die altalluviale Küste hat sich nordwärts noch über die Kette der Gestadeinseln hinaus erstreckt. Ob und inwieweit diese allgemeine, in die Litorinazeit fallende Senkung durch Zeiten des Stillstandes oder gar vorübergehender Hebungen unterbrochen war, ist eine Frage, die sich heute noch nicht entscheiden läßt. Nur soviel steht fest, daß mindestens seit Beginn unserer Zeitrechnung eine meßbare säkulare Küstensenkung nicht mehr stattgefunden hat.

Geolog. Landesanstalt.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 151. (Blätter Cuxhaven mit der Insel Neuwerk, Midlum und Westerwanna, also denjenigen Teil der Nordseeküste, der die Mündungen der Elbe und Weser voneinander scheidet.)

An den diluvialen Geestrücken der Hohen Lieth, der sich von Lehe bis Duhnen in fast südnördlicher Richtung erstreckt, lehnen sich nach O. zu die Alluvionen des Landes Hadeln, nach W. die des Landes Wursten an.

Der Geestrand ist nach O. und W. von zahlreichen Rinnen durchbrochen, die z. T. mit Abschlammungen, z. T. mit moorigen Bildungen erfüllt sind.

Nach dem Duhner Watt und den Wurster Marschen zu bildet die Geest meist Steilufer, während sie sich nach den Alluvionen des Landes Hadeln zu flach abdacht, um weiter westwärts an verschiedenen Stellen inselförmig wieder hervorzutreten, z. B. bei Westerwisch und nordwestlich von Süderwisch, insbesondere auf Blatt Westerwanna, wo neben mehreren kleineren diluvialen Inseln die Wanner Geest, sowie der Große und Kleine Ahlen auftreten. Sowohl die Marschen des Landes Hadeln, wie die des Landes Wursten sind von der Geest, wenn nicht überall, so doch auf größere Erstreckung, durch einen mehr oder weniger breiten Saum von Moorbildungen, sogen. Randmooren, getrennt. Z. T. lagern diese Moore auf Schlickalluvionen, unter denen sich oft wieder ältere Moorbildungen nachweisen lassen. Ein großer Teil der Hochmoore des Blattes Westerwanna lagert auf alluvialen und diluvialen Sanden.

Dem nördlichen Geestrande und der Wurster Marsch sind nach NW. zu bei Ebbe weit ausgedehnte, bis über 20 km weit sich erstreckende Watten vorgelagert; bei Hochwasser ragen nur die Insel Neuwerk und der Scharhörnsand aus dem Wattenmeer hervor.

Der geologische Aufbau der Geest wird ausschließlich durch diluviale Bildungen bewirkt. Das Tertiär wurde nur bei tieferen Bohrungen angetroffen, und zwar bei Altenwalde bei 168 m, bei Döse ebenfalls bei 168 m Tiefe; letztere Bohrung erreichte die Kreide bei 450 m.

Das Diluvium besteht vorwiegend aus sandigen Bildungen. Die Grundmoräne konnte in größerer Flächenausdehnung nur im nördlichen Teile des Blattes Altenwalde, in kleinen Flächen noch in der Umgegend von Nordholz und Westerwanna nachgewiesen werden; sie scheint jedoch im tieferen Untergrunde auch des weiteren Geestgebietes meist vorhanden zu sein.

Die Randmoore, die den Geestrand umsäumen, sind z. T. Flachmoore, die jedoch an vereinzelt Stellen Reste früherer Hochmoorbedeckung aufweisen, z. T. Hochmoore, namentlich auf Blatt Westerwanna.

Die Schlickalluvionen sowohl des Landes Hadeln wie des Landes Wursten zeigen die Gesetzmäßigkeit der Bildung von „Hochland“ und „Sietland“ und des allmählichen Übergangs von Schlicksanden zu Schlicktonen.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt von der Wasserscheide der Hohen Lieth nach O. zu in die Moore und Marschen des Landes Hadeln und weiter in die Elbe, nach W. zu durch die Wurster Marschen in den Teil der Nordsee, der die Weserbucht bildet.

Geolog. Landesanstalt.

Die 193. Lieferung der geologischen Spezialkarte von Preußen, die soeben erschienen ist, umfaßt die Blätter Kupferberg, Landeshut, Schmiedeberg und den südlich von Blatt Schmiedeberg bis zur Reichsgrenze sich hinziehenden Geländestreifen von Kunzendorf und Tschöpsdorf.

Das dargestellte Gebiet läßt sich in drei geologisch wie geographisch wohlgetrennte Teile gliedern. Das Blatt Landeshut und die Osthälfte des Blattes

Schmiedeberg—Tschöpsdorf umfaßt die Sedimente der mittelsudetischen Mulde, der Westteil von Blatt Schmiedeberg, sowie der Ostteil von Blatt Kupferberg besteht aus den Schieferschichten des Landeshuter Kammes und Kolbenkammes. Der Westteil von Blatt Kupferberg endlich gehört dem Gebiet des riesengebirgischen Zentralgranites im Hirschberger Talkessel an. Die mittelsudetischen Schichten umfassen die obere Kreide (Cenoman und Turon), das Rotliegende, die produktive Steinkohlenformation und den Culm. Ihr muldenförmiger Schichtenbau tritt besonders auf dem Blatt Landeshut durch den hufeisenförmigen Verlauf des Ausstriches der mittelrotliegenden Eruptivgesteine deutlich hervor, der konzentrische Bogen des Cenomanausstriches läßt die transgredierende Lagerung dieser Formation erst bei genauer Verfolgung der Schichtgrenzen in seinen Liegenden erkennen. Am Fuße der rotliegenden Eruptivgesteine zieht sich zumeist die Steinkohlenformation hin (das Unterrotliegende ist stets sehr gering mächtig). Kohlenbergbau wird zurzeit nur noch an der Grenze des Blattes Landeshut gegen das östlich sich anschließende Blatt Waldenburg bei Rothenbach betrieben. Ältere Bergbauversuche hat man bei Hartau, Landeshut, Reichhennersdorf, Liebau und Tschöpsdorf unternommen. Die Culmschichten weiter im Liegenden breiten sich vor allem im Osten des Blattes Schmiedeberg und im Norden des Blattes Landeshut aus. Sie werden bei Altweißbach von der Eruptivmasse des Buch- und Bärberges (orthoklasführender Glimmerporphyr) durchbrochen.

Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges (deren petrographische Verhältnisse in einer gleichzeitig erschienenen Abhandlung der geol. Landesanst. N. F. Heft 68 eingehend besprochen werden) bestehen im Hangenden aus Amphiboliten, Quarzamphiboliten, Chloritschiefern, gestreckten Albitporphyrten und ähnlichen Gesteinen, im Liegenden aus Glimmerschiefern, Quarziten und Graphitschiefern mit Kalksteineinlagerungen und vereinzelt Amphibolitlagen. Die Amphibolite und Chloritschiefer sind als metamorphe Diabasergüsse und Diabastuffschichten, die anderen Gesteine als metamorphe Sedimente aufzufassen. Beide Schieferabteilungen werden von intrusiven, zu Gneis umgewandelten Graniten (Orthogneisen) durchsetzt, die im Gebiet der Amphibolite zumeist als Hornblendgneise, im Gebiet der Glimmerschiefer als Biotitgneise entwickelt sind. Der riesengebirgische Zentralgranit, der ungeschiefert und zweifellos jünger ist als die Orthogneise, wird von den Schiefern zumeist mantelförmig umschmiegt. Nur südlich von Schmiedeberg durchbricht der Granit die Schiefer eine kurze Strecke weit querschlägig. Überall, wo er mit den Glimmerschiefern in Berührung tritt, hat er diese in hohem Maße kontaktmetamorph umgewandelt. Der Gneis ist als ehemaliges Eruptivgestein der Annahme einer Kontaktmetamorphose nicht fähig.

Als magmatische Differentiationsprodukte finden sich im Granit Gänge von Aplit, Lamprophyr, Gangsyenit und als Mitglieder der basischen Differentiationsreihe auch schwach basische (hornblendeführende) Granitporphyre. Die Diluvialbildungen bestehen zumeist aus Gehängelehmen und Schottern niedriger Talterrassen, gelegentlich auch aus weit ausgebreiteten Schuttkegeln. Einheimische Vergletscherung hat der Ostteil des Riesengebirges niemals getragen, hingegen ist das nordische Inlandeis bis tief ins Gebirge eingedrungen.

Der Hirschberger Geschiebelehm drang bis nach Jannowitz, der Schünau-Bolkenhainer bis nach Rudelstadt südwärts vor. Von Ruhbank her reichte die nordische Vereisung bis Landeshut und zeitweise sogar bis in die Grüßauer Aue. Mehrfach sind unter dem Geschiebelehm dunkelbraune, feinschichtige Beckentone nachgewiesen worden.

Geolog. Landesanstalt.

Die soeben erschienene Lieferung 176 der geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten umfaßt mit den Blättern Wandsbeck, Bergstedt, Ahrensburg, Glinde und Bergedorf den östlichen Teil des hamburgischen Stadt- und Landgebietes und die angrenzenden preußischen Gebietsteile.

Das Kartengebiet beginnt im Elbtale, von dem namentlich die Blätter Bergedorf und Wandsbeck ansehnliche Flächen zur Darstellung bringen, und erstreckt sich dann über die südöstliche holsteinische Geest bis an die seinerzeit von R. STRUCK beschriebene „südliche baltische Endmoräne“ bei Ahrensburg. Am Aufbau des Gebietes sind nur jüngere Formationen vom Mitteloligocän aufwärts beteiligt, diese aber in bemerkenswerter Mächtigkeit. Das Tertiär ist besonders auf den Blättern Wandsbeck und Bergedorf durch zahlreiche Tiefbrunnen aufgeschlossen, die bis etwa 300 m hinabreichen. Das Mitteloligocän (Septarienton) wurde in der Hamburger Gegend zuerst durch die berühmte Gasbohrung von Neuengamme (Blatt Bergedorf) bekannt, deren Profil W. KOERT eingehend untersucht hat. Ebenso ist das marine Oberoligocän hier angetroffen. Das vielfach erbohrte Untermiocän ist größtenteils als mächtige Süßwasserbildung aus Sanden, Letten und schwachen Braunkohlenflözen, seltener in mariner Fazies entwickelt. Das Mittelmioecän, das bei Höltenklinge (Blatt Bergedorf) und Reinbek (Blatt Glinde) gelegentlich fossilführend aufgeschlossen war, bzw. noch ist, besteht aus marinem Sand. Zum Obermioecän gehört der bekannte, namentlich bei Reinbek aufgeschlossene Glimmerton. Erwähnt sei noch, daß sich bei Bergedorf und neuerdings auch bei Havighorst Schollen von eocänen Tonen und Grünsanden im Diluvium gezeigt haben. Das gesamte Tertiär befindet sich nicht mehr in ursprünglicher Lagerung, sondern ist strichweise, so namentlich in dem Gebiet von Moosfleth über Bergedorf nach Escheburg und südlich in die Vierlande hinein in eine erhöhte Lage gerückt, infolge deren das Obermioecän großenteils erodiert ist und unter dem Diluvium direkt das Untermioecän angetroffen wird. Die tektonischen Niveaudifferenzen des Tertiärs betragen mindestens 200 m.

Das Diluvium erreicht seine größte Mächtigkeit — fast 300 m — und interessanteste Gliederung dort, wo es in eigentümlich tiefe Hohlformen des Tertiärs von trop- oder talartiger Gestalt eingelagert ist, die, ursprünglich vielleicht durch geringe Verwerfungen oder Muldenbildungen verursacht, im wesentlichen durch eine gewaltige, wahrscheinlich pliocäne Erosion ausgeschaufelt sind. Das Profil auf Blatt Wandsbeck zeigt den Querschnitt des tiefen Diluviums bei Billwärder. Wir sehen dort auf dem tertiären Talboden zunächst die schwachen, kiesigen ältesten Glazialbildungen liegen (aus der

ersten der drei gegenwärtig angenommenen Eiszeiten) und darüber eine mächtige Feinsandstufe, die nach oben in den „Lauenburger Ton“ übergeht. Auf diesem ruht das von GORTSCHE entdeckte marine (I) Interglazial, welches in Form von Schollen auch in Tagesaufschlüssen zu Hummelsbüttel und Wellingsbüttel auf Blatt Bergstedt, Lehmbrök auf Blatt Wandsbeck und Lohbrügge auf Blatt Glinde beobachtet wurde. Neuere Bohrungen trafen es in anstehender Lagerungsform zu Volksdorf und Farmsen auf Blatt Bergstedt. Es zeigt sich somit, daß das ältere Interglazial keineswegs, wie GORTSCHE meinte, an den Elbtalrand gebunden ist, sondern weit nördwärts nach Holstein sich erstreckt. Dann folgen mächtige jüngere Glazialbildungen, deren Zugehörigkeit zur zweiten oder dritten Eiszeit trotz Hunderter von Bohrprofilen im Stadtgebiet doch nicht sicher zu entwirren war, weil es an jüngeren Interglazialbildungen mangelt. KOERT beschreibt einen jüngeren Interglazialtorf aus Bergedorf. Zweifelhafte Bildungen dieser Art, die faunistisch und floristisch vom Alluvium abweichen, fanden sich zu Ohlsdorf, Winterhude und an vielen Stellen auf Blatt Glinde, doch war hier nirgends eine klare Moränenbedeckung nachweisbar. Das oberflächliche Glaziäldiluvium der Gegend wird durchweg der jüngsten (III) Vergletscherung zugerechnet, von der sich schöne Endmoränen und ein deutlicher, aber fragmentärer Os auf Blatt Ahrensburg befinden. Ein terrassiertes Abflußtal aus dieser Periode ist das Alstertal.

Das Alluvium des Elbtales besteht in der Tiefe meist aus mittelkörnigen, kalkarmen Sanden, oben vorwiegend aus Schlick, der bis zu 6 m Mächtigkeit erreicht. Eingeschaltet sind in und unter den Schlick Moorschichten, besonders in der Nähe der Talränder. Die Schlickbildung bezeichnet den jüngsten Abschnitt der Talgeschichte, seit durch den Einfluß der Nordsee-Küstensenkung (= „Litorinazeit“ der Ostsee) die Gezeiten bis über die Vierlande hinauf den Strom unter ihre Herrschaft gebracht haben. Der Rand des Elbtales ist von Dünen begleitet, die ursprünglich von den altalluvialen sandigen Talflächen an seinem Fuße zusammengeweht sein dürften, dann aber auch den Talrand selbst erklimmen. Neolithische Kulturfunde in den Boberger Dünen (Blatt Wandsbeck) beweisen, daß schon damals die Dünenbildung im wesentlichen abgeschlossen war.

Geolog. Landesanstalt.

Geologische Übersichtskarte von Württemberg und Baden, dem Elsaß und der Pfalz und den weiterhin angrenzenden Gebieten, nebst Erläuterungen mit 16 Profilen im Text und einer Erdbebenkarte Südwestdeutschlands. 9. Auflage bearbeitet von C. REGELMANN. Herausgegeben vom K. Württ. Statistischen Landesamt. Stuttgart 1913. Maßstab 1 : 600 000.

Der achten im Jahre 1911 erschienenen Ausgabe dieser brauchbaren und übersichtlichen Karte ist nach kaum 3 Jahren eine 9. Ausgabe gefolgt, bei welcher das Farbenbild zwar nur wenig verändert ist, dagegen die Darstellung der tektonischen Linien eine wesentliche Vervollständigung erfahren hat. So wurde z. B. auch die „senkrechte Schubfläche“ als neue Signatur in

der Nähe von Ebingen zum ersten Male auf der Karte angewendet. Die Erläuterungen sind von p. 1—58 im Text diejenigen der 8. Auflage, denselben wurden jedoch am Schlusse 4 Seiten Ergänzungen beigelegt, worin die wichtigsten Änderungen des Kartenblattes geschildert und die seit der letzten Auflage erschienene neue Literatur, soweit sie auf die durch die Karte dargestellten Gebiete Bezug hat, aufgeführt wird.

Plieninger.

Geologische Spezialkarte des Königreichs Württemberg. Herausgegeben vom K. württ. statist. Landesamt. Maßstab 1 : 25 000. Blatt Alpirsbach No. 117 von M. BRÄUHÄUSER und A. SAUER. Mit 2 Profilen nebst Erläuterungen. 125 p. Stuttgart 1913.

Im Norden und Süden stoßen die 1906 resp. 1909 erschienenen württembergischen Blätter Freudenstadt und Schramberg an das vorliegende neue Kartenblatt, im Westen schließt das 1895 erschienene, von A. SAUER bearbeitete Blatt Oberwolfach—Schenkenzell der geologischen Spezialkarte des Großherzogtums Baden an. Ein Vergleich des östlichen Teiles des badischen Blattes mit dem auf dem westlichen Teile des Blattes Alpirsbach neu kartierten badischen Anteil zeigt auf das deutlichste die Fortschritte in der neuen, auf den württembergischen Blättern angewandten Darstellungsmethode und die Fülle der ausgeschiedenen Einzelheiten.

An dem Aufbau des Gebietes beteiligen sich das kristalline Grundgebirge mit

I. der Gneisformation, und zwar 1. Eruptivgneise (Schapbachgneise) mit zahlreichen untergeordneten Amphiboliteinlagerungen, 2. Kinzigitgneise, und zwar Kinzigit, Graphitquarzitschiefer mit kleinen Amphiboliteinlagerungen, silikatischen Einlagerungen mit beigemengten Carbonaten, Calcit und Dolomittrümmern, die in dezimeterstarke Gänge übergehen, marmorartige Kalksteinknollen und grobkörniges, weißliches Carbonatgestein, dezimeterstark dem Kinzigitgneis konkordant eingelagert, und

II. der Granitformation, in Gestalt mächtiger Stöcke oder schmaler Gänge die Gneisformation durchsetzend, Biotitgranite (Granite), Aplite, Granitporphyre. Granophyre, Quarzglimmersyenite, Glimmersyenite.

III. Das Deckgebirge. Die Sedimentreihe wird durch Mittelrotliegendes, Oberrotliegendes, Buntsandstein und Muschelkalk (bis zu den *Nodosus*-Schichten) repräsentiert. Dem Tertiär wird ein der Muschelkalklandschaft von Fluorn eigenartiger Bohnerzlehm zugeschrieben, der in Klüften und Spalten des Muschelkalkes sich findet oder als schwere Decke dunkelfarbigem Lehm mehrere Meter mächtig aufgelagert ist. Diese Gebilde sind zum mindesten vordiluvial.

Von Diluvialbildungen finden sich im Gebiete des Blattes 12 Kare, solche waren schon früher auf Blatt Freudenstadt nachgewiesen. Stufenbildungen in den Talanfängen werden der Diluvialzeit zugeschrieben, auch ein, auf vielen hochgelegenen Terrassenschottern der Kinzigtäler eine Deckschicht bildender, Lößlehm, sowie Terrassen und Schuttkegel z. T. Im Alluvium sind durch be-

sondere Signatur ausgeschieden: Gehängeschutt, kleine Kalktuffpolster und verkittete Abhangschuttmassen, Aufschüttungen im Überschwemmungsgebiet der Wasserläufe, Moor, Torf und die so unerwünschten Ortsteinbildungen im Buntsandsteingebiet des Blattes, die zur Missenbildung Veranlassung geben. Diese letzteren finden sich hauptsächlich im Gebiet des mittleren Buntsandsteins in Horizonten mit geringem Tongehalt. Der Bildung dieser Missen kann entgegengewirkt werden durch Kalken, durch Beimischung von Laubholz zum Nadelholz, da gemischte Bestände dem Entstehen von Ortstein entgegenwirken.

Die Tektonik wird ausführlich behandelt. Das Grundgebirge zeigt die sogen. variskische Streichrichtung SW.—NO. Im Deckgebirge ist an drei Stellen ein auffälliges Auf- und Absteigen der Schichten zu beobachten, wobei das Grundgebirge gleichzeitig mit den Schichten des Deckgebirges aufgebogen wurde. Zahlreiche, z. T. sehr alte, prätriadische, dann aber auch andere, viel jüngere Verwerfungen durchziehen das Kartenblatt; es sind z. T. aus Blatt Freudenstadt nach Süden, z. T. aus dem südlich anstoßenden Blatt Schramberg nach Norden sich fortsetzende Störungslinien. Ein großer Grabenbruch nimmt fast ganz das östliche Drittel des Blattes ein, ein ganz selbständig auf der Karte erscheinendes Bruchfeld, der sogen. Wäldergraben oder Wälder-Breitenauergraben. Es zeigen sich, wie im ganzen württembergischen Schwarzwalde, so auch hier, drei Hauptrichtungen der Verwerfungen, Klüftflächen, Erz- und Mineralgänge. Die häufigste und wichtigste Richtung ist die SO.—NW.-Richtung, der auch der Wälder-Breitenaner Graben angehört, die zweite Hauptrichtung, welche außer einzelnen Verwerfungen auch die variskische Klüftung im Grundgebirge zeigt, ist SW.—NO. Der dritten Richtung N.—S. gehören einzelne Verwerfungen und Erzgänge, dann auch einige Talläufe an, die auf vorhandene nordsüdliche Verwerfungsrichtung schließen lassen.

Die früher berühmten, jetzt meist abgebauten Erzgänge von Wittichen, deren Haupterze Silber und Speißkobalt waren, fallen noch fast vollständig in Blatt Alpirsbach. Die Erzgänge der Reinerzau zeigen hinsichtlich des Mineralbestandes eine gewisse Übereinstimmung mit den Gängen von Wittichen.

Im bodenkundlich-technischen Teil der Erläuterungen werden die Bodenverhältnisse in land- und forstwirtschaftlicher Hinsicht besprochen, und zwar der Reihe nach die Böden der einzelnen Gesteinshorizonte bis zum Alluvium hinauf. Eine besonders eingehende Behandlung finden die Humusböden mit der Bleichsand- und Ortsteinbildung und den damit in Zusammenhang stehenden Missen. Unter „Technisches und Hydrologisches“ werden der Erzbergbau, die Baumaterialien und die Quellen besprochen. Das Gebiet weist eine an Calcium- und Natriumcarbonat reiche Mineralquelle (Krähenbad) auf. Am Schlusse der Erläuterungen sind einige Exkursionen in das Grundgebirge angegeben. Exkursionen ins Deckgebirge bis zum Muschelkalk finden sich je am Schlusse eines jeden, die einzelnen Abteilungen der Sedimentärformationen behandelnden Abschnittes.

Plieninger.

G. Geyer: Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie, SW.-Gruppe No. 12, Blatt Weyer. (K. geol. Reichsanst. Wien. 1911. Nebst Erläuterungen. p. 1—60.)

Das Blatt Weyer umfaßt eines der bedeutsamsten Gebiete nicht nur der österreichischen, sondern der gesamten nördlichen Kalkalpen. Ein seltener Reichtum an Zonen und Fazies, unabweisbare Zeugen mittel- und altertätischer Vorfaltung, Verknüpfung des voralpinen Flysches mit dem inneralpinen Kreideflysch, eine eigenartige Diskordanz im Streichen der alpinen Faltenbögen — alles dies mußte von den ersten Anfängen alpiner Forschung an bis zum heutigen Tage stetig gesteigertes Interesse auf sich lenken; zugleich häuften sich freilich bei näherer Durchforschung die Schwierigkeiten einer befriedigenden Ausdeutung des verwickelten Baus, besonders auch eines Darstellungsversuchs im vorliegenden Maßstab 1 : 75 000.

Auf Grund der älteren Vorarbeiten wurde die Neuaufnahme des Blattes 1898 von BITTNER und PAUL begonnen und von G. GEYER in den Jahren 1903—1907 fertiggestellt, und das in einer alles Wesentliche so plastisch hervorhebenden Weise, daß man den Autor zu diesem Erfolg beglückwünschen kann. Man bedauert vielleicht nur, daß er sich nicht dazu entschließen konnte, tektonische Schichtkontakte als solche mit eigenen Signaturen zu bezeichnen. Handelt es sich doch bei der Feststellung des Verlaufs von Bewegungsflächen um eine dem Feldgeologen in allererster Linie zustehende Tätigkeit auch von hervorragend praktischer Bedeutung, ganz abgesehen von der die Genauigkeit der Darstellung subjektiv oft sehr günstig beeinflussenden Rückwirkung, sofern sich der aufnehmende Geologe jeweils sichtbare Rechenschaft über die Natur der zur Beobachtung kommenden Kontakte zu geben zwingt. Im vorliegenden Fall hätte z. B. die Gegend südwestlich Klein-Reiflings zwischen Sonnenriß und Bodenwies unter Berücksichtigung dieses Gesichtspunktes sich sicherlich einer deutungsfähigeren Wiedergabe erfreuen dürfen.

Die beigegebenen Erläuterungen geben einen knapp gehaltenen, aber das Wichtigste skizzierenden regionalgeologischen Überblick, ein ausführliches Literaturverzeichnis und eine eingehende stratigraphische Beschreibung, auf die hier nicht eingegangen zu werden braucht, nachdem ja in diesem Jahrbuch der grundlegenden Arbeit GEYER's über dieses Gebiet (Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1909) schon gedacht worden ist. Es sei nur nebenbei erwähnt, daß es nicht angebracht ist, die kieseligen Kalkbänke von Lias α $\frac{1}{2}$ Garland-schichten zu nennen; darunter hatte WINKLER seinerzeit echte oberrätische Kalke geschildert, zu deren Fauna abgerollte liassische Fossilien gesammelt und beschrieben wurden; diese stratigraphische Bezeichnung ist somit aufzulassen, zumal BÖSE für die kieseligen Kalkbänke des untersten Lias bereits den Namen „Hochfellschichten“ zur Einführung brachte. **Hahn.**

U. S. Geological Survey: Geologic Map of North America. Beilage zu Professional Paper 71 United States Geological Survey.

Topographische Geologie.

Deutschland.

W. Koehne: Notizen über die Albüberdeckung im nördlichen Frankenjura. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 59. 1907. p. 84—95.)

Im Jahre 1905 hat Verf. in den Sitzungsber. d. Phys. Med. Soz. Erlangen in „Vorstudien zu einer neueren Untersuchung der Albüberdeckung im Frankenjura“ die Frage nach Alter und Entstehung der die Felsen des Frankenjura überlagernden sandigen und tonigen Bildungen behandelt. Da es dem Verf. die Verhältnisse nicht erlauben, seine Untersuchungen über die Albüberdeckung zum Abschlusse zu bringen, so veröffentlicht er hier noch neue hierher gehörige Beobachtungen aus der Gegend von Auerbach (Oberpfalz), dem Veldensteiner Forst, dem Gebiet zwischen dem Veldensteiner Forst und der Vilsecker Gegend, der Gegend nordwestlich vom Veldensteiner Forst, der Gegend von Oberailsfeld—Eichenbirkg—Schönhof und der Gegend von Hoffeld. Im Gegensatz zu den reinen sandigen, ganz hornsteinfreien Überdeckungsgebilden, möchte er die häufig auftretenden, hornsteinführenden, aus Sand, gelben, weißen, roten etc. Letten, eventuell aus Sandsteinbrocken bestehenden Massen als „gemischte Überdeckung“ bezeichnen.

Das Altersverhältnis der Überdeckungsreste ist nicht ganz klar, die Herbeischaffung könnte in die Zeit vom Cenoman bis Obermiocän fallen, seit ihrer Bildung bis zur Jetztzeit aber wurden die Schichten z. T. umgelagert.

Plieninger.

Hans Menzel: Geologisches Wanderbuch für die Umgebung von Berlin. 1 Karte u. 19 Abbildungen. 170 p. Stuttgart 1912.

Das Ziel der Wanderungen sind die klassischen Punkte der Diluvialgeologie bei Chorin, Phöben, Glindow und im Fläming. Aus der Nähe der Reichshauptstadt werden Müggelberge und Grunewald begangen und geologisch gedeutet. In Buckau und Senftenberg gelangt das Tertiär, in Rüdersdorf und Sperenberg der Ausbiß der älteren Formationen zur Darstellung.

In behaglich breiter Beschreibung, nicht ohne interessante Daten aus der Geschichte außer acht zu lassen, ist der Führer abgefaßt. Verf. hält sich streng an das Beobachtbare und vermeidet die Abschweifungen auf die allgemeine Geologie. Vorausgesetzt wird also eine vorherige Belehrung auf Grund von Lehrbüchern oder von WAHNSCHAFFE'S „Eiszeit in Norddeutschland“.

Eine am Schluß gegebene Übersicht über die in der Umgebung von Berlin auftretenden Formationen bringt die Tatsache zum Bewußtsein, daß trotz der starken eiszeitlichen Decke eine fast vollständige Reihe von älteren Formationen sei es in Bohrungen, sei es in lokalen Tagesaufschlüssen bekannt geworden ist.

R. Lachmann.

- Wegner, Richard N.: Tertiär und umgelagerte Kreide bei Oppeln (Oberschlesien). (Palaeontogr. **60**. Mit Taf. IX—XV u. 35 Fig. im Text. Stuttgart 1913.)
- Fischer, Ernst: Geologische Untersuchung des Lochegebietes bei Balingen. (Geol. u. Paläontolog. Abhandl. Neue Folge **11** [der ganzen Reihe **15**]. Jena 1913.)
- Portmann, Wilhelm: Tiefenverhältnisse von mecklenburgischen Seentypen. (Mitt. a. d. Großh. Mecklenburg. geol. Landesanst. Mit 1 Taf. Rostock 1913.)
- Harbort, E.: Beiträge zur Geologie der Umgebung von Königsutter und zur Tektonik des Magdeburg-Halberstädter Beckens. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. für 1913. **34**. Teil 1. Heft 2. Mit Taf. 11, Texttaf. 1—3 u. 6 Textfig. Berlin 1913.)
- Bückle, Eugen: Die geologische Gliederung der Gegend des mittleren Steintaltes. Inaug.-Diss. Schwäb. Hall 1913.
- Schöndorf, Fr.: Der geologische Bau der Gehrdenener Berge bei Hannover. (6. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. zu Hannover [Geologische Abteilung der Naturhistorischen Gesellschaft zu Hannover] 1913. Mit 1 geol. Karte [Taf. IV] u. 4 Fig. im Text.)
- Vosseler, Hermann: Monographie des Jusibergeres. Inaug.-Diss. Mit 7 Textbildern. Stuttgart 1913.
- Kekeisen, Franz: Das Ammertal. Geologische Studie. Inaug.-Diss. Mit 1 Karte u. 2 Taf. Rottenburg a. N. 1913.
- Keilhack, K.: Geologische Geschichte der Niederlausitz. Unter Anlehnung an den am 9. u. 10. März 1905 im Volksbildungsverein in Cottbus gehaltenen Vortrag. Zweite vermehrte und verbesserte Auflage. 26 p. Cottbus 1913.
- Verzeichnis der von der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt zu Berlin veröffentlichten geol. Karten und Abhandlungen über Schlesien. Den Teilnehmern des XII. Allgemeinen Deutschen Bergmannstages zu Breslau 1913 überreicht.
- Brandes, Th.: Schichtenfolge Mitteldeutschlands. In Tabellen zusammengestellt für den Gebrauch auf geologischen Wanderungen. Verlag von B. G. Teubner. Leipzig 1913.

Skandinavien.

- Sobral, José M.: Contributions to the Geology of the Nordingra Region. 177 p. Upsala 1913.

Ostalpen.

- R. J. Schubert:** Über mitteleocäne Nummuliten aus dem mährischen und niederösterreichischen Flysch. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1913. **4**. 123—128.)

Ausgehend von der Schilderung eines mitteleocänen Kalks von Siliman (NW.-Sektion des Kartenblatts Ung.-Hradisch und Ung.-Brod) mit *Nummulites*

Murchisoni, *distans*, *perforata*, cf. *ataica* und Orthophragminen sowie zweier weiterer Fundpunkte Südostmährens (mit *Num. Partschii*) weist Autor darauf hin, daß ein beträchtlicher Teil des dortigen Flysches älter als bisher angenommen, nämlich mitteleocän ist. Dieselben Arten sind nun auch in den bekannten Alttertiärvorkommen vom Waschberg und Michelsberg bei Stockerau nachzuweisen, wodurch ein gleichhohes Alter wenigstens teilweise für die Waschbergkalke und den Greifensteiner Sandstein wahrscheinlich gemacht ist, welch letzterer nur wegen seiner Kalkarmut spärlicher Nummuliten führt. Eocäne Kalk- und Sandfazies kann in ursächlichem Zusammenhang mit präexistierenden oder fehlenden mesozoischen Kalkklippen gedacht werden. Bemerkenswert ist wegen gewisser, deckentheoretischer Ableitungen der Schlußhinweis, daß auch in den angeblich nur obereocänen kalkalpinen Vorkommen der Umgebung Salzburgs (Schloßberg, Preischen, Großgmein) unverkennbar Mitteleocän mitvertreten ist, eine Beurteilung, die jene LEBLING's bezüglich des Hallturm Kalks aufs schönste bestätigt.

Hahn.

Robert Jäger: Einige neue Fossilfunde im Flysch des Wiener Waldes. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1913. 4. 121—123.)

Weitverbreitete Konglomerate und grobkörnige Sandsteine, STUR's „eocäne bunte Schiefer und Sandsteinschichten“, lieferten Foraminiferen (cretacische Orbitoiden), Seeigelstacheln, Bryozoen, einen Fischzahn, einen Cerithien(?)Steinkern und eine *Leda*. Auch die unterlagernden roten Mergel und schwarzen Sandsteine, sowie STUR's Wolfpassinger Schichten gehören höchstwahrscheinlich zur Kreide; in den letzterwähnten finden sich im Liegenden sandig-mergelige Lagen mit Aptychen, also wohl oberjurassisch-altercretacische Gesteine.

Hahn.

Franz Toula: Ein neuer Inoceramenfundort im Kahlengebirge. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 8. 219—224.)

Verf. stellt die älteren und eigenen Funde cretacischer Inoceramen im Flysch zusammen; einen solchen entdeckte TOULA auch im STUR'schen „Eocänen Sandstein“. Ein *Inoceramus (Endocostea-Haenleinia) weidlingensis* wird als neu beschrieben und abgebildet.

Hahn.

F. X. Schaffer: Zur Geologie der nordalpinen Flyschzone. 1. Der Bau des Leopoldsberges bei Wien. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 10. 257—264.)

An eine kritische Sichtung des vorhandenen Beobachtungsmaterials (von hier stammt der bekannte *Acanthoceras Mantelli* TOULA's!) reiht sich die Beschreibung und profilmäßige Darstellung zweier nach Süd überliegender, eng aneinander gepreßter Sättel, an die sich nordwärts eine weite, stehende Mulde anlehnt. Den hier behandelten Flysch betrachtet Autor offenbar als einheitlich cretacisch.

Hahn.

Cl. Lebling: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 2. Die Kreideschichten der bayrischen Voralpenzone. (Geol. Rundsch. 1912. **3.** 483—508. Mit einem Übersichtskärtchen der Kreidebildungen in den bayrischen Alpen und Voralpen.)

Wenn es sich auch erübrigt, eine in die Form eines Sammelreferates gekleidete zusammenfassende Abhandlung im einzelnen zu besprechen, so muß doch an dieser Stelle kurz auf sie verwiesen werden, da sie den dankenswerten Versuch bedeutet, den vielfach verstreuten und nicht immer den heutigen Anforderungen entsprechend behandelten Stoff einer sowohl den stratigraphisch-faziellen wie tektonischen Verhältnissen gleicherweise gerecht werdenden Analyse zuzuführen. **LEBLING** kommt zur Überzeugung, daß eine Verdeckung der voralpinen Zonen durch die Kalkalpen um mindestens einige Kilometer unabweisbar sei, daß aber eine breite lepontinische Region zwischen alpinem Vorland und den nördlichsten Kalkketten nicht eingeschaltet werden könne [das letztere ist nach Ansicht des Ref. nur insofern gültig, als es sich um nacheenomanne Schübe handelt]; das Maß der Auffaltung des Gebirges über den jeweiligen Meeresspiegel sei die bestimmende Ursache für die räumliche Anordnung von Flysch und Molasse wie für deren petrographische Ausbildung.

Hahn.

G. Geyer: Aus der Umgebung von Molln, Leonstein und Klaus im Steyrtal. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1909. **6.** 129—143. Mit Profil.)

Diese und die folgenden beiden Mitteilungen **GEYER's** sind dem Blatt Kirchdorf gewidmet, dessen Neuaufnahme uns die seit langem zu wünschende Verknüpfungsmöglichkeit des östlichen und westlichen Teils der vorderen nordalpinen Zonen bietet; ist ja im Osten in den Blättern Weyer (siehe vorangehendes Referat) und Gaming—Mariazell unmittelbar Anschluß gegeben, im Westen aber durch die jüngsten Kartierungen v. **PIA's**, **SPENGLER's** und die **FUGGER'schen** Aufnahmen um Salzburg die Brücke zu den bayrischen Neubearbeitungen der Gebiete des Stauffens und Rauschbergs geschlagen. Es sind so vornehmlich regional-tektonische Gesichtspunkte, die den Beobachtungen **GEYER's** besonderes Interesse zuwenden heißen.

In dem vorliegenden Bericht wird eingehend die schon in den achtziger Jahren von **GEYER** entdeckte Überschiebung am Nordrand des Sengsengebirges beschrieben, die sich aus der Vorbewegung eines übergeneigten Gewölbes entwickelt. Nördlich des Schubsaums, der sich unter den angedeuteten weiteren Gesichtspunkten als Nordrand der tirolischen Deckenmasse entpuppt, sind Brachiopoden- und Ammonitenkalke des Juras lebhaft am Aufbau beteiligt (wie westlicher in der hochbajuvarischen Zone), während in dem schräg von der Flyschlinie abgeschnittenen vordersten kalkalpinen Streifen sich die mergelreiche Jurafazies einzustellen beginnt, welche westlich der roten Traun das tiefbajuvarische Gebiet charakterisiert. Westlich des Landsbergs machen sich am Flyschrand kräftige Diagonalstörungen geltend, an welchen das kalkalpine Gebiet jeweils im Südwesten zurückbleibt.

Hahn.

G. Geyer: Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und Almtal in Oberösterreich. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1910. 7 u. 8. 168—195. Mit Kartenskizze 1 : 100 000 u. Profil.)

Der tirolische Schubrand wird vom Sengsengebirge längs Kirchmauer, Kremsmauer—Stoßberg zum Windhagkogel bei Grünau verfolgt. Nördlich des Schubsaums herrscht enger Faltenwurf, dem auch noch Kreideflysch einbezogen ist und welcher durch ein dieser Zone allein zukommendes Faltenknie eine gewisse Selbständigkeit erkennen läßt. Südlich der Linie folgt eine flachere Mulde mit Lunzer Sandstein und wenig Hauptdolomit, dann eine weit gespannte Sattelwelle zwischen Rieserschneid und Hochstein mit Reiflinger und Gutensteiner Schichten (und am Schwereck mit gipsführenden Werfernern), in deren Mitte GEYER einen Schollenstreif Hauptdolomits als eingebrochenen Sattelfirst deutet. Die Störungen gewinnen gegen Südost Anschluß an die altbekannte Windischgartener „Aufbruchs“-Zone. Inmitten der antiklinalen Aufwölbung hat sich Gosaukreideflysch z. T. unmittelbar über tiefere Trias angesiedelt. Der südliche Sattelschenkel bildet westlicher am Kasberg eine eigene antiklinale Überfalte.

Weiter im Süden, besonders am kleinen Priel, überschieben mächtige, zuweilen direkt die Werfener Schichten überlagernde Wetterstein-(= Ramsau-)dolomite wiederum die Kasbergregion.

Hahn.

G. Geyer: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1911. 3. 67—86. Mit Profil.)

Westlich der Alm ist das jungschichtige kalkalpine Randgebiet nördlich der vom Windhagkogel zum Ameisplan und Traunstein zu verfolgenden tirolischen Schublinie bereits völlig unterdrückt; vom Kornstein bis zum Traunsee fällt letztere und der austroalpine Schubrand über Flysch zusammen. Südlich des mit Werfernern, Gutensteiner und Reiflinger Kalken einsetzenden Zugs Traunstein—Ameisplan (also zugehörig zur Lunzer Fazies) schaltet sich in Erweiterung des [? Ref.] eingesunkenen Sattelfirstes (Rieserschneid—Hochstein, vergl. vorangehendes Referat) ein nur schwach gefaltetes, niederes Bergland ein, von Hauptdolomit, Rhät, etwas Liaskalken und Hornsteinjura sowie Gosaukreide zusammengesetzt. Südlich davon verfolgt GEYER die Kasbergstörung von Habernau zum Moosgraben—Brunntalklamm, die Aufbruchszone älterer Trias am Nordrand des Totengebirges vom Ödensee zum Almsee; über deren Fortsetzung westlich der wichtigen Querstörung Altaussee—Wildensee—Rinnersbach bleiben wir leider unaufgeklärt. An der Flyschgrenze wird kurz der bereits von FUGGER eingehend geschilderten Verhältnisse am Gschlifgraben (Nierentaler Schichten und Eocän) gedacht.

Hahn.

Otto Schlagintweit: Die Mieminger—Wettersteinüberschiebung. (Geol. Rundsch. 3. 1912. 73—92. Mit 2 Textfig. u. 2 Taf.)

Aut. liest aus den Neuaufnahmen von REIS und AMPFERER im Wettersteingebirge und in den Miemingern einen von den Ansichten der Genannten recht abweichenden Bauplan heraus. Beide Gebirgstelle sind für ihn Reste einer zusammengehörigen Schubdecke, als deren Hauptbewegungsrichtung nur Süd—Nord verständlich sein soll.

Da am Westrand des Wettersteins wie im Südosten am Öfelekopf flache Schubauflagerung auf jungjurassische und cretacische Schichten zu erkennen ist, muß auch die zwischenliegende steile Bewegungsfläche als „versteilte Schubbahn“ gelten. Und da im Puitental die tektonischen Verhältnisse im Norden und Süden spiegelbildlich gleich seien, sollen auch nach SCHLAGINTWEIT die unter Gehrenspitzen und Öfelekopf austreichenden Schublinien als Anschnitt ein und derselben Schubfläche aufgefaßt werden; östlicher. an den Arnsitzen sei die Schubdecke geschlossen (vergl. dagegen das folgende Referat). Die Zone junger Schichten zwischen Mieminger und Wetterstein ist ein gegen West geöffnetes Halbfenster.

Zwischen Feldernalp und Roßberg wurde nun nach dem Verf. die Decke und der vielleicht schon bei der Deckenwanderung durch Abspaltung entstandene Fensterstreif derart verfaltet, daß letzterer samt der ideellen Deckenbasis einen gegen Süd überkippten Sattel bildete, während die Decke im Gaistal muldenartig dem Untergrund eingepreßt wurde.

Die Deutung des Nordrands seiner „Wettersteindecke“ läßt SCHLAGINTWEIT ganz offen, obwohl doch bei einem süd-nördlichen Vershub ein Stirnrand im Norden eigentlich klar in Erscheinung treten müßte. Auch die merkwürdigen Verhältnisse in und nächst der Wamberger Zone vermag Verf. ebensowenig zu erklären wie das abweichende Verhalten eines Teiles der Vorberge, welche das Streifenfenster im Süden einfassen. Diese Erscheinungen müßten dennoch „unter der Annahme der „Wettersteindecke“ zu verstehen gesucht werden“.

Die Lechtaldecke sinkt mit einem ausgeprägten, selbständigen Faltenwurf unter die Wettersteindecke zum Beweis von dessen dem Schube vorangehender Bildung; während oder nach der Überschiebung muß eine zweite Faltung eingetreten sein.

Hahn.

O. Ampferer: Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 7. 197—212. Mit 4 Textfig.)

Obwohl Verf. entgegen seiner 1905 geäußerten Ansichten nunmehr prinzipiell den westgerichteten Querbewegungen im Anschluß an REIS größere Bedeutung zuerkennt, scheint ihm bezüglich des „Wamberger Fensters“ reiner Ostwestschub nicht ausreichend. Gegenüber SCHLAGINTWEIT's Deutung (einheitliche Wettersteindecke auf den nach Ost absinkenden Allgäuer und Lechtaler Bergen) macht er unter wohl allzu schroffer Ablehnung solcher Möglichkeit zunächst aufmerksam auf die bis gegen Jenbach zu verfolgende Sonderung der Masse des Wettersteingebirges von der südlicher gelegenen und jener

aufgeschobenen „Inntaldecke“; dieser rechnet AMPFERER nur die südlichste Längsscholle des Wettersteingebirges zu. Gegen Norden soll „das Wettersteingebirge und seine östliche Fortsetzung im Karwendelgebirge großenteils normale Schichtverbindungen einhalten“. [? Ref.]

Bezüglich der tektonischen Bewertung der Wettersteinmasse glaubt AMPFERER nur drei Deutungsmöglichkeiten anerkennen zu können: wir haben entweder Heraushebung und Westschub mit Zugehörigkeit zur Lechtaldecke, oder eine Decke, die gegen Norden rasch tiefer taucht und jüngere Schichten aufnimmt, oder eine selbständige Decke mit Maskierung ihres nördlichen Stirnrands. Die erstgenannte Möglichkeit hält Autor für die wahrscheinlichste; das Wamberger Fenster müßte dann einer unter der Lechtaldecke gelegenen tieferen Masse angehören.

Hahn.

Otto Schlagintweit: Zum Problem des Wettersteingebirges. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 14. 313—327.)

Es wird AMPFERER wohl nicht ganz unberechtigt vorgeworfen, daß er im Alpenquerschnitt selbst das Wettersteingebirge zur Inntaldecke gerechnet habe (vergl. l. c. p. 681 Zeile 12 von unten).

SCHLAGINTWEIT legt Wert auf die Feststellung, daß auch an der Südgrenze des eigentlichen Wettersteins Überschiebungskontakte vorhanden sind. Seine Forderung aber, daß im Ehrwalder Kessel die Fortsetzung der hypothetischen südlichen Begrenzungsspalte AMPFERER's zu sehen sein müßte, ist deshalb nicht stichhaltig, da gerade dieser die Störung heute nicht mehr als Verwerfung, sondern als Randspalte einer Querbewegung auffaßt, die im Westen in der hangenden Decke zum Stirrand wird, im basalen Gebirge dagegen sich naturgemäß radial ausstrahlend zerschlägt.

Die Überschiebung am Nordausläufer der Arnspitzen, die AMPFERER dem Stirrand seiner Inntaldecke zurechnet, hat für SCHLAGINTWEIT nur den Wert einer internen Schuppung innerhalb einer Schubmasse; dieselbe soll westlich der Leutasch in den Wettersteinkamm hineinsetzen; keineswegs sei aber die Gleichstellung der Wildsteigkopf- und Gehrenspitzüberschiebung zulässig. Die Wettersteinscholle wäre demnach als tiefere Schuppe der Inntaldecke aufzufassen. In diesem Sinne scheint es Ref. angebracht, die ursprünglich von SCHLAGINTWEIT vorgeschlagene Bezeichnung „Wettersteindecke“ auf die eigentliche Wettersteinmasse zu beschränken, die somit zum mindesten in ihrer südöstlichen Fortsetzung unter AMPFERER's Inntaldecke liegt. Beide zusammen stehen als Teile der tirolischen Kalkhochalpen in tektonischem und faziellern Gegensatz zu den nördlicheren kalkalpinen Vorbergen (bajuvarisch — die Lechtaldecke eingeschlossen).

SCHLAGINTWEIT wendet sich ferner mit guter Begründung gegen AMPFERER's Forderung einer normalen Verknüpfung der Wettersteinscholle mit der Lechtaldecke; ist erstere herausgehoben und beträchtlich nach Westen verschoben, so muß sich auch im Norden eine entsprechend bedeutende tektonische Bewegungsfläche finden lassen. So spricht sich denn Verf. nochmals gegen die REIS-AMPFERER'sche Querbewegung der Wettersteinscholle aus,

unter der aus AMPFERER angeblich abzuleitenden Voraussetzung, daß die Ost—Westphase der Inntaldeckenbewegung vorangegangen sein müßte [für solche Voraussetzung scheint aber dem Ref. kein Beweis erbracht].

Zum mindesten formal unrichtig ist auch die Bemerkung SCHLAGINTWEIT'S, daß aus den ganzen Nordalpen keine Stelle bekannt wäre, wo mit Sicherheit eine Folge Muschelkalk—Partnachschieben—Raibler sich als ursprüngliche Sedimentationsfolge zu erkennen gäbe. BITTNER und GEYER haben doch seit langem derartige Profile im Lunzer Faziesbezirk kennen gelehrt.

Leider sind in den beiden letztreferierten Arbeiten impulsive persönliche Bemerkungen eingeschaltet, die kaum dazu beitragen können, der Wahrheit über diese rätselhafte Gebirgszone, die dringend nach harmonischem Zusammenarbeiten aller Einzelforscher verlangen würde, auf kürzestem Wege näher zu kommen.

Hahn.

Westalpen.

M. Lugeon: Sur les relations tectoniques des Préalpes internes avec les nappes helvétiques de Morcles et des Diablerets. (Compt. Rend. Acad. d. Sc. Paris. 149. [1909. II.] p. 321—323. 1909.)

Bekanntlich liegt die Schuppe von Cephalopodenneocom, die der inneren Decke der Voralpen angehört, zwischen der helvetischen Morcles- und der helvetischen Diableretsdecke. Im Kessel von Derborence am Südfuß der Diablerets, bis wohin schon RENEVIER dies Neocom verfolgt hat, liegt auf dem Neocom Flysch mit exotischen Blöcken und einem Kern von Trias. Erst darauf folgt der Dogger, der die Basis der Diableretsdecke bildet. Die Diableretsdecke ist 10 km weit über die inneren Voralpen geschoben, die in der Deckenfolge an und für sich viel höher liegen. Direkt auf dem Tertiär der Diableretsdecke findet sich diese voralpine Kreide bei la Loyaz sowie ferner massenhaft auf der Wildhorndecke. Es existierte also eine zusammenhängende Kreide- decke über den helvetischen, die zusammen mit einer anderen, aus Trias und Flysch bestehenden Gesteinsfolge zu einer großen liegenden Synklinale in die helvetischen Decken eingefaltet ist.

Otto Wilckens.

Arnold Heim: Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. 31. No. III. p. 37—48. Taf. IV. 1911.)

Verf. trägt eine Hypothese der „Deckeneinwicklung“ vor, die besagt, daß die helvetischen Decken der schweizerischen Alpen in eine vorherrschend aus Flysch bestehende höhere Decke eingewickelt sind. Diese Hypothese geht von der Tatsache aus, daß nach M. LUGEON (vergl. das vorhergehende Referat) die Decke der Diablerets auf 10 km eine höhere Decke einwickelt.

Zunächst wird eine Reihe von Beobachtungen mitgeteilt: An der Alp Falzüber bei Elm hat J. OBERHOLZER im Wildflysch, der über dem autochthonen

Dachschiefer und den dieselben überlagernden Blattengratschichten folgt, eine 100 m hohe Felswand aus seewerartigem, grauen, dichten Kalkstein aufgefunden, der Inoceramenbruchstücke, *Discorbina canaliculata* REUSS und *Pithonella ovalis* KAUFM. sp. enthält und in schwärzliche Mergel mit kalkigen Flasern übergeht. Im Wildflysch kommen Blöcke von Breccien vor, die u. a. Komponenten von Quarz, Glimmerschiefer und Glimmerquarzit enthalten, ferner (seltener) Blöcke von Granit, Gneis, Glimmerschiefer und Porphy. Durch mehrere Merkmale unterscheidet sich der seewerartige Kalk von dem echten Seewerkalk der helvetischen Decken; er scheint faziell eine Mittelstellung zwischen diesen und den Couches rouges einzunehmen.

Das Profil an der „Burg“ in der Windgällengruppe, in dem das Autochthone und die Hoh-Faulendecke W. STAUB's aufgeschlossen ist, schließt die vom Verf. geforderte Zwischenfazies (Pilatusfazies) zwischen Titlis- und Bürgenfazies wenigstens teilweise auf.

J. BOUSSAC hat behauptet, daß der ganze, sicher eocäne Flysch unter der Glarner Überfaltung deren verkehrtem Mittelschenkel angehöre. Dem widerspricht die Tatsache, daß das ganze Gebiet des autochthonen Glarner Gebirges sowie die parautochthonen unteren und mittleren helvetischen Decken durch das Auftreten der Bürgenschichten (Basis-Nummulitenschichten, Lutétien) unmittelbar über dem Mesozoicum ausgezeichnet sind, die niemals in Wildflysch übergehen, ganz zu schweigen von der Unwahrscheinlichkeit, daß der Flysch nicht mylonitisiert sein sollte, wo der Malmkalk des Mittelschenkels lochseitisiert ist.

Klippenartige Fetzen sind im Bereiche des Flysches häufig. Nach BUXTORF und BOUSSAC gehört ein großer Teil des Flysches, besonders der Wildflysch der zentralen und der östlichen Schweizer Alpen, den präalpinen Decken an. Wenn da von „Klippendecke“ und „präalpin“ gesprochen wird, so ist allerdings daran zu erinnern, daß die inneren Voralpen im Rhonetal wurzeln und also eigentlich helvetisch sind.

Ob der Flysch des Surbrunnentobels mit seinem Gips und seinem Aptychenkalk einer präalpinen Decke angehört, vermochte Verf. nicht zu entscheiden.

Bei der nun zum Schluß hervortretenden Frage, ob die Blattengratschichten und der Wildflysch das normale und autochthone Hangende der sicher autochthonen Taveyannazsandstein- und Dachschiefergruppe sind oder Reste einer älteren und höheren Überschiebungsmasse, die später durch den helvetischen Deckenschub eingewickelt wurde, machen die allmählichen Übergänge zwischen den Dachschiefern und den Blattengratschichten besondere Schwierigkeiten. Nimmt man die Einwicklungshypothese an, so ist der alpine Deckenbau viel komplizierter als vordem angenommen. Sie bedeutet eine Überfaltung in zweiter Potenz.

Sehr dankenswert ist die Veranschaulichung der Einwicklungshypothese durch das der Arbeit beigegebene Profil. Man hat das Gefühl, daß in diesen Dingen das letzte Wort noch nicht gesprochen ist. **Otto Wilckens.**

P. Beck: Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 29. 100 p. 8 Taf. 1911.)

Verf. hat das Blatt „Interlaken“ des Siegfriedatlas geologisch aufgenommen und berichtet hier ausführlich über seine Ergebnisse, von denen wir die Stratigraphie der exotischen Gesteine hervorheben wollen. Bezüglich der Einzelheiten der Stratigraphie der helvetischen Schichtfolge sowie der diluvialen und jüngsten Bildungen muß auf das Original verwiesen werden.

In der Stratigraphie des Gebietes ist zwischen den Gesteinen der helvetischen und der Klippendecken zu unterscheiden. Erstere gehören der Kreide und dem Tertiär an. Die Kreide besteht aus Valendismergeln, -knötlenschichten, -kalk, der *Diphyoides*-Bank, sodann dem Hauterivien mit den *Crioceras*-Schiefern und dem Hauterivienkieselkalk, der Barrêmostufe mit den Altmannschichten und dem unteren Schrattenkalk, dem Aptien mit der unteren *Orbitulina*-Schicht, dem oberen Schrattenkalk und dem Gargasien, dem Albien, bestehend aus *Concentricus*-Schicht, Mergelschiefern und Knollenschichten, dem Cenoman, zu dem die Turrilitenschichten sowie der Seewerkalk gerechnet werden, und den Wangschichten. Überall werden Fossilisten gegeben, die sehr dankbar zu begrüßen sind. Das Eocän gliedert sich von unten nach oben folgendermaßen: 1. Lutétien. a) *Complanatus*-Schichten, b) Glaukonitschichten. 2. Auversien (Hohgantsandstein). a) Unterer Hohgantsandstein, b) Braunkohlenflöze, c) Brackwasserschichten, d) oberer Hohgantsandstein, e) Lithothamnienkalk. 3. Priabonien (Flysch). a) Unterster oder Bodmiflysch, b) Globigerinenschiefer. 4. Taveyannazsandstein.

Die Gesteine der Klippendecke. Eruptiva treten in Form von in den Flysch eingekneteten Blöcken in der Klippenregion von Habkern und in der subalpinen Zone auf. Es sind darunter Granite mit rotem, andere mit weißem oder grünlichem Feldspat, ferner Pegmatit, Aplit, Gneis (alle drei selten) und Diorit. Auch die mesozoischen Gesteine der Klippendecke [der Name ist bereits für die „Decke der mittleren Voralpen“ vergeben und im Gebrauch, daher in diesem Fall etwas irreführend. Ref.] treten nur als vom Klippentertiär umhüllte Fetzen auf. So findet sich am Hubelhörnli eine Klippe aus Gips, Rauhwacke, Ton und Schieferkalken („Keuper“) im Flysch. Andere triadische Vorkommen bestehen aus Gips, Dolomit, Rauhwacke, bunten Letten. Lias findet sich in der subalpinen Klippenzone, nämlich fleischrote Spatkalke und hellgraue Crinoidenkalke, dichte Kalke mit Belemniten und diversen Einschüssen wie Granit und Glimmerschiefer. Ferner fand sich heller, fein kristalliner oder dichter Tithonkalk. Von der Kreide sind Neocomfleckenkalk und Couches rouges zu erwähnen, zu denen die Leimerenschichten gehören. Als Eocän sind die exotischen Breccien („Niesenflysch“) zu betrachten, die in Form von Blöcken auftreten, ferner ebensolche Grünsandsteine und grüne Quarzite. Die Flyschschiefer bestehen aus Fucoidenflysch, graubraunen Mergelschiefern und schwarzen, glänzenden Schiefern (Grundmasse des „Wildflysch“). Ferner treten Flyschsandsteine auf.

Die miocäne bunte Nagelfluh des subalpinen autochthonen Gebietes besteht aus polygenen Konglomeraten mit Einlagerungen von Sandstein und Mergeln. Weiter finden sich im Vorland noch die miocänen „Ralligschichten“,

Mergel und Sandsteine mit der von HEER bestimmten aquitanischen Flora, deren Altersbestimmung aber zweifelhaft ist.

Bei der Beschreibung der Tektonik werden folgende Elemente unterschieden: das Molasseland, die subalpine Zone, eine eingequetschte Zone aus Flysch und exotischen Klippen zwischen der Molasse und der Niederhorndecke, zu deren Gesteinen die Gellihornzwisehndecke Taveyannazsandstein beigesteuert hat, der Sigriswilgrat, Guggisrat—Seefeld—Hohgant, der Südostrand des Beatenberg—Grünenberggebirges, die Waldegg, die Klippenregion von Habkern und Harder—Augstmatthornkette. Diese werden im einzelnen beschrieben und hierauf der Zusammenhang der tektonischen Glieder unter sich selbst und mit den Nachbargebieten besprochen. Hierüber sowie über die Hypothese des Verf.'s bezüglich der Entstehung der Habkerndecken vergl. das Ref. im vorigen Heft sowie das folgende Ref. **Otto Wilckens.**

P. Beck: Über das Substratum der medianen Präalpen und seine Beziehungen zu den Habkern- und Bündner Decken. (Ecol. geol. Helv. **11.** p. 736—739. 1912.)

Die Habkerndecke liegt (1) als subalpine Flyschzone vor der Stirn der helvetischen Wildhorn—Niederhorndecke, (2) unterhalb dieser Decke (Derborence, Kandersteg, Sernftal) und (3) auf ihr (Flyschzone Habkern—Amden—Wildhaus). „Somit wickelt die Habkerndecke die Niederhorndecke ein.“ Die Habkerndecke bildete sich zur Tertiärzeit, indem in ihr die Trümmer einer älteren, zerstörten Decke wieder verfestigt wurden. Jene ältere Decke bestand aus kristallinen Gesteinen (namentlich Habkerngraniten) und mesozoischen Sedimenten (Trias bis obere Kreide) in Klippenfazies. Die jüngere Habkerndecke ist eogen.

Gemeinsam mit E. GERBER wurde nun festgestellt, daß die Paßzone von Frutigen, der Niesenflysch, das Tertiär von Gurnigel und die Habkerndecke alle zusammengehören, so daß sie in ihrer Gesamtheit als Habkerndecke bezeichnet werden können. Sie bilden die Unterlage der mittleren Voralpen.

Überall erkennt man folgende Elemente im Baumaterial:

1. Klippen mesozoischer Gesteine in einem Wirrsal von dunklen Schiefen, Quarzsandsteinen, Quarziten, feinen bis großblockigen Breccien und Konglomeraten;

2. Fucoidenflysch: eine Wechsellagerung von hellgrauen Mergelschiefen, hellen Kalken und kohlenfleckigen Sandsteinen mit Fucoiden;

3. Schlierensandstein der Habkernmulde = Niesenbreccie und -sandstein = Gurnigelsandstein = Hohgantsandstein. Dies sind polygene oder Quarzsandsteine mit Nummuliten, die sich u. a. auch auf dem Niesenculm gefunden haben.

Bezeichnend für die ganze Habkerndecke sind exotische rote, grüne oder graue Granite und Glimmerschiefer in den Breccien und Konglomeraten.

PAULCKE betrachtet den Niesenflysch als Äquivalent der Bündner Schiefer. Nach seiner Beschreibung könnte er aber auch der Klippen- oder Brecciendecke entsprechen. — Verf. kann PAULCKE darin nicht beistimmen, daß der

Niesenflysch die ganze Serie Trias—Tertiär umfaßt. Verf. sieht darin vielmehr eine „angehäufte tertiäre Bildung“, die als stratigraphische und z. T. wohl auch als tektonische Einschlüsse die Gesteine von der Trias bis zur oberen Kreide enthält. Der Name Bündner Decke ist daher abzulehnen. Die Niesen-kette ist ein abgeschürfter Teil der Habkerndecke. **Otto Wilckens.**

- Rothpletz, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **64.** Jahrg. 1912. Monatsber. No. 4. 1912.)
— Eine zweite vorläufige Mitteilung im Anschluß an die vom 16. März über das Simplongebiet. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **64.** Monatsber. No. 11. 1912.)
-

Mittelmeergebiet.

- Bukowski, Gejza v.: Zur Geologie der Umgebung der Bocche di Cattaro. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. No. 5. 1913.)
-

Ungarn.

- Vadasz, Elemér: Geologische Beobachtungen im Mecsek-Gebirge. (Jahresber. d. k. ung. geol. Reichsanst. für 1911. Budapest 1913.)
— Geologische Skizze des östlichen Teiles des Mecsek-Gebirges. (Jahresber. d. k. ung. geol. Reichsanst. für 1910. Budapest 1912.)
-

Rußland.

D. Sobolew: Über den allgemeinen Charakter der Tektonik im Höhenzug Kjelce—Sandomir. (Mittel. des Warschauer Polytechn. Instituts. **2.** 1910.)

Zwischen den südlichen Uraliden und den Randbögen der Iraniden und Tauriden dringen die westlichen Altaiden von Asien nach Europa ein. Ihr südlicher Arm zieht über den Kaukasus, umfließt im Süden die äußersten Vorsprünge der russischen Tafel — Asovscher und Podolischer Horst — und bildet dann in Westeuropa den variscischen und armorikanischen Bogen, zwischen denen in den Senkungsfeldern sich später die posthumeren Altaiden entwickeln. In Europa zeigt dieses System eine Umprägung des asiatischen Baues: es verliert seinen geradlinigen NW.-Verlauf zugunsten weit auslangender Bögen, die ursprünglich ausschließlich nach Süden gerichtete Faltung erscheint hier wechselnd usw. Ganz anders verhält sich der nördliche Zweig der Altaiden, welcher von der Halbinsel Mangyschlak ausgehend den Asovschen Horst von Norden umzieht, im Donetzzug fortsetzt und im Nordwesten an die Kreide-

und Juradislokationen von Kanew anschließt. In Westeuropa schließen hier an die NW. und WNW. gerichteten hercynischen Verwerfungen Deutschlands und Schöners, häufig mit nach Süden gerichteten Überschiebungen der Flanken. Häufig ziehen sich diese Linien auf weite Erstreckungen und durchqueren die variscischen Störungen, oft nordwestlich ausgezogene Horste schaffend (Thüringer und Teutoburger Wald). Der geradlinige Verlauf in NW.- und WNW.-Richtung, die Abnahme der Intensität im gleichen Sinne, der oft nach Süden gerichtete Schub zeigt Übereinstimmung mit dem asiatischen Typus des Donetzzuges. Verf. untersucht nun die Stellung des Kjelee—Sandomir-Zuges innerhalb der westlichen Altaiden und sucht seine Zugehörigkeit zum asiatischen Typus nachzuweisen. Dieser Zug, oft auch polnisches Mittelgebirge genannt, liegt auf der großen Linie, die vom Nordrande des Harzes gegen die Donetzfalten zieht und charakterisiert somit ebenfalls den Nordrand der Altaiden in Europa. Im Südosten trennt ihn der Weichselbruch von der galizisch-volhynischen Senke, die weiter südöstlich an den podolischen Horst grenzt.

Am linken Weichselufer bei Sandomir treten intensiv dislozierte Cambrium- und Silurschichten auf. Seit devonischer Zeit zum Festland gehörend, wurden sie stark abgetragen und bilden heute ein Hochplateau. Erst weiter im Westen treten sie orographisch hervor und erscheinen hier als zwei langgestreckte Zungen, welche die Hauptkämme des Höhenzuges darstellen. Sie bilden den jüngeren Schichten gegenüber zweifellos Antiklinalenkerne (Antiklinalen von Sventokrisc und Dyminsk); im trennenden Längstal liegt zwar diskordant, aber auch steil gefaltet, z. T. isoklinale Kämme bildend, das Devon. Weiter westlich kommen noch zwei Antiklinalen hinzu und entsprechend verbreitert sich der Höhenzug. Mit dem Fortschreiten nach Westen nehmen auch immer jüngere Schichten an der Faltung teil (Perm, Trias, Jura, Kreide), unter denen die paläozoischen Kerne immer mehr verschwinden. Am Nordostrand liegt das Mesozoicum im allgemeinen flach, mit schwacher Senkung nach NO., und bildet nur an einer Stelle (Baltow—Inowlodz) eine antiklinale Ausbiegung. So resultiert denn, im Gegensatz zu der Annahme von GÜRICH, ein durchaus plicativer Charakter des Aufbaues und es ergeben sich noch folgende interessante Einzelheiten: der nördliche Rand des Höhenzuges ist scharf begrenzt und das Mesozoicum ist hier fast gar nicht mitgefaltet; die anschließenden zwei oben erwähnten Antiklinalen sind am stärksten zusammengepreßt, nebst der in der trennenden Devonmulde auftretenden sekundären Antiklinale sogar teilweise nach Süden überkippt; in den nach Süden anschließenden Antiklinalen nimmt die Faltungsintensität immer mehr ab, während zugleich immer jüngere Schichten am Aufbau teilnehmen und die Gebirgsbildung verliert sich allmählich in der Kreidesenke, welche das gefaltete Mittelgebirge vom ungefalteten Jurazug Krakau—Wielun trennt.

Die im Nordwesten die paläozoischen Kerne verdeckenden mesozoischen Schichten sind auch in Falten gelegt, doch ändert sich in den südlichen Antiklinalen das Streichen und sie verlaufen mehr nach NW. Die mittlere (Dyminsk) Antiklinale klingt aus, bzw. ist ihr paläozoischer Kern von dem übergreifenden und flach liegenden Muschelkalk verdeckt. Die nördliche Antiklinale (Sven-

tokrisch) behält ihr altes WNW.-Streichen und so stoßen hier Nord und Süd-
rand unter spitzem Winkel zusammen. Bezeichnend ist auch in diesem Teile
die Abnahme der Faltungsintensität nach Süden und die Teilnahme immer
jüngerer Schichten am Faltenwurf beim Fortschreiten in gleicher Richtung.
Längsverwerfungen und einige nach Süden gerichtete Überschiebungen im
Devon sind vorhanden. Querverwerfungen von N.- und NO.-Streichen sind
auch nachgewiesen. Alle Richtungen zeigen deutliche Beziehungen zum
Flußnetz.

Schon die älteren Beobachter haben den Parallelismus und die Zugehörig-
keit der Kjelce—Sandomir-Falten zu dem „hercynischen“ System Westeuropas
hervorgehoben. Diese Richtung äußert sich auch recht deutlich in dem Ver-
lauf der Hauptflüsse Norddeutschlands und Südrußlands, die vom Verf. z. T.
direkt als Längstäler des hercynischen Systems aufgefaßt werden. Weser,
Elbe, Oder, Weichsel und dann weiter — zwar invers fließend, aber dieser Rich-
tung durchaus parallel — Dnjestr, Bug, Dnjepr, Don und untere Wolga, sind auf
lange Strecken dieser WNW.-Richtung parallel. Auch geologisch läßt sich das
Streichen des polnischen Mittelgebirges längs dem Südrand der russischen Tafel
bis zum Asovschen Meer und darüber hinaus verfolgen, eine der typischsten
Linien KARPINSKY's bildend. Von den sudetischen Linien, welche im Osten die
variseischen Bögen begrenzen, ist, worauf schon FRECH hingewiesen hat, das
polnische Mittelgebirge scharf zu trennen; ihr auf lange Erstreckung gleich-
bleibendes WNW.-Streichen und die Überkippung nach Süden bezeichnen sie
als typischen Altaidenzweig von asiatischem Aufbau. Mitgefaltet sind in diesem
System alle Schichten bis zur Trias. Zu dem gleichen System gehören dann
vielleicht als vordere Ketten die paläozoischen Inseln im polnisch-schlesischen
Becken, die von Längsverwerfungen durchsetzten Lausitzer Schieferberge und
das Devon bei Peltsch. Damit erscheint dann aber der von TEISSEYRE und
Suess vermutete Zusammenhang des polnischen Mittelgebirges mit den dem
sudetischen System (NW.) zugehörigen Jurazügen Podoliens und den kim-
merischen Bergen der Dobrudscha im SO. in etwas anderem Lichte. Diese
gebirgsbildende Phase, die alle Schichten bis zum Cenoman ergriffen hat,
bildete eine Reihe flacher Synklinalen, zwischen denen als Schollenantiklinalen
heraustreten: 1. der podolische Horst; 2. das polnische Mittelgebirge; 3. der
gefaltete Teil des polnisch-schlesischen Beckens. Diese jüngeren NW.-Dis-
lokationen zerlegten die alten Kjelce-Falten in einzelne Schollen und im großen
haben wir also hier die gleiche Erscheinung vor uns, wie sie im Kjelce—Sandomir-
Zug im kleinen auftritt — das schiefe Zusammenlaufen zweier verschiedener
Richtungen. Die WNW.-Linie, welche am Nordrand des polnischen Mittel-
gebirges dem Streichen seiner älteren Kerne parallel durchzieht, läßt sich also
einerseits über die Lausitzer Berge und den Harz bis nach dem Teutoburger
Wald verfolgen, andererseits zieht sie über das Donetzbecken und die Kanew-
verwerfung nach Mangyschlak. Sie bezeichnet den Nordrand der asiatischen
Altaiden in Europa und könnte nach Vorschlag des Verf.'s ammodecische
Linie (ammodecische Berge = Donetzzug) genannt werden.

Die sudetischen Störungslinien bezeichnen den Rand der russischen
Tafel und setzen wohl in den Dislokationen fort, welche nach TORNQVIST die

saxonische Masse von der ostpreußischen Platte trennen. Sie scheiden weiterhin den fremden Anhang Schonens vom Baltischen Schild.

Es ist bemerkenswert, daß die russische Tafel im Norden durch eine der ammodecischen parallele und symmetrische Linie begrenzt wird. Das ist die Dislokationszone, welche über den Timan und die Halbinsel Kanin zum Waranger Fjord zieht. Im Timan beobachtet man ganz analog einen Faltungsdruck, welcher von der Tafel weg, also hier nach NO, gerichtet ist und eine in der gleichen Richtung abnehmende Faltungsintensität zeigt.

Desgleichen sind sich entgegengestellt und analog der beschriebene Südwestrand der russischen Tafel und des Baltischen Schildes einerseits und die Falten des Urals andererseits.

So bilden denn die ammodecische Linie, der Südwestrand der russischen Tafel, die Grenze der Kaledoniden in Skandinavien, die Timanlinie und der Ural ein nur nach Südosten offenes Sechseck, welches die russische Tafel begrenzt. Doch ist auch im Südosten eine tektonische Begrenzungslinie zu konstatieren; diese zieht parallel der kaledonischen Linie längs dem unteren Don bis zu seiner scharfen Umbiegung, durch das Knie der Wolga bei Zaritzyn und längs dem Südrande des Obschtschij Syrt, überall von parallel streichenden Verwerfungen begleitet.

Diesen Linien sind eigentlich alle Dislokationen im Innern der russischen Tafel parallel, so z. B. der Weichselbruch, welcher der eben besprochenen Linie parallel ist und über die Dislokationen von Minsk und Smolensk längs der Severnyi Uwaly bis zur Abzweigungsstelle des Timan vom Ural zu verfolgen ist.

Auch außerhalb der Tafel sind die Begrenzungslinien weit zu verfolgen: so die ammodecische Linie durch ganz Westeuropa bis zur Südküste von Irland, wo sie mit den Kaledoniden zusammenstößt; die südwestliche Begrenzung nördlich bis Schonen, südlich bis zur Dobrudscha; der Ural gibt Zweige nach Norden und Süden; die südöstliche Linie geht durch die Dardanellen und den Isthmus von Korinth. Von den inneren Linien zieht der Weichselbruch längs dem Rand der kleinen Karpathen und fällt dann mit der seismischen Linie von Wiener Neustadt zusammen. Endlich bilden die N.—S.-Verwerfungen, wie sie auch im polnischen Mittelgebirge auftreten, ein viertes Element, welches sich auch sonst wiederholt und vielleicht afrikanischen Ursprungs ist.

Es resultiert aus dieser Betrachtung, daß die russische Tafel + Baltischer Schild eine einheitliche Tafel von ziemlich regelmäßigem Umriß darstellt; sie ist in sich nur schwach parallel den Umgrenzungslinien gestaucht und zerbrochen und nur an den Rändern gefaltet und in zahllose Schollen zerlegt, welche nach Form und Charakter einander sehr ähnlich sind. Die randlichen Dislokationen setzen noch weit fort und spielen eine wichtige Rolle in der Tektonik Westeuropas.

Was den Mechanismus dieser allgemeinen Tektonik anbelangt, so glaubt Verf. die Übereinstimmung mit einigen von DEECKE ausgesprochenen Gedanken über Gebirgsbildung annehmen zu können. Ferner erlauben die Versuche von SMOLUCHOVSKI den Weg zur tektonischen Deutung der russischen Tafel zu finden. Wenn nämlich eine Platte, die auf flüssigem Kern schwimmt, gefaltet werden soll, so muß die faltende Kraft $P > 2\sqrt{D} \rho g$ sein, wo D den Biegungs-

modul und ρ die Dichte der Platte bedeutet. Andernfalls wird nur eine starke randliche Stauchung der Platte zustande kommen. Es erscheint also gut denkbar, daß die russische Tafel einerseits zu mächtig, andererseits zu kompakt und einheitlich war, um in ihrer Gesamtheit gefaltet zu werden.

Zum Schluß gibt Verf. einen paläogeographischen Überblick über das polnische Mittelgebirge.

Den kristallinen Kern bildete ein gefalteter vorcambrischer Rumpf, dessen westlicher Teil vielleicht im Cambrium überflutet wurde. Im Untersilur ist eine Landnähe zu beobachten, während die obersilurische Transgression weit nach Osten vordrang. Am Ende dieser Periode deuten Konglomerate den Beginn einer neuen Festlandsphase an. Im Unterdevon scheint das besprochene Gebiet dem podolischen Horst angegliedert gewesen zu sein; dann, zur Mitteldevonzeit, bildete es einen ins Devonmeer hineinragenden, von Korallenriffen umsäumten Vorsprung, der erst im Oberdevon endgültig überflutet wurde. Im Untercarbon beginnt dann die intensive Gebirgsbildung mit WNW.-Streichen, der sich dann die folgenden Schichten bis zur Trias parallel angliedern. Im braunen Jura ändert sich das Bild, und die Faltung, zugleich die Richtung wechselnd, beschränkt sich auf das polnische Mittelgebirge. Eine letzte Transgression hätte dann im Miocän stattgefunden. So erscheint denn das polnische Mittelgebirge im Laufe der Entwicklung mehrfach als Insel, teils dem Kontinent angegliedert (unt. Devon), teils als eine Reihe von Koralleninseln (mittl. und ob. Devon), teils von Korallenriffen umgeben (ob. Jura), teils, wie in Tertiär und Gegenwart, als ein schwach gehobener, inselartiger, paläozoischer Kern inmitten jüngerer Meeressedimente. **S. v. Bubnoff.**

Asien.

J. de Morgan: Mission scientifique en Perse. (Etudes Géologiques. Mit 30 Taf. u. 94 Fig. p. 1—136. III. 1. Paris 1905.)

Verf., über dessen paläontologische, von GAUTHIER und DOUVILLÉ bearbeitete Sammlungen bereits früher berichtet worden ist (vergl. dies. Jahrb. 1898. II. -344- u. 1906. I. -442-) gibt in diesem durch Photographien reich illustrierten Bande Aufschluß über seine geologischen Beobachtungen. Die überaus umfangreichen Angaben über Schichtenfolge beziehen sich auf den Norden des Landes (zwischen Rescht und Teheran), auf die Umgebung der Stadt und des Berges Demawend, sowie vor allem auf die südpersischen Ketten von Luristan (Puscht-i-Kuh) sowie den eigentlichen Zagros. Eine Übersicht der nutzbaren Mineralvorkommen beschließt die wenig übersichtlich gehaltene Darstellung. Am interessantesten ist der Nachweis einer mindestens 160 km langen Zone miocäner Mergel und Kalke, in denen zwischen Kerkuk (türk. Mesopotamien) und Kasi-Schirin (in Persien) überall Erdölvorkommen bekannt sind. Im Folgenden ist lediglich versucht, die auch im folgenden Referat berücksichtigten Angaben über das wenig bekannte südwestpersische Randgebirge von Luristan (zwischen Hamadan und Bagdad) zusammenzufassen

und mit den geologischen Verhältnissen Südanatoliens (dies. Jahrb. 1913. I. -126-) zu vergleichen.

Als übereinstimmende Züge zwischen dem anatolischen und dem iranischen Hochlande sind hervorzuheben:

1. Die Abnahme der Höhe und des geologischen Alters der Grenzgebirge von innen nach außen. Der kappadokische, bis 3600 m hohe Tauros besteht z. B. ebenso aus paläozoischen Schichten wie der bis 5000 m hohe Ochteran kuh bei Hamadan.

2. Die Übereinstimmung der sedimentären Schichtenfolge der südlichen Grenzketten. Im Tauros und in dem sogen. Antitauros reicht das Paläozoicum bis zum Untercarbon, in der südpersischen Kette etwas höher (Obercarbon) und wird hier wie dort von der mit der Mittelkreide beginnenden und ununterbrochen bis zum marinen Eocän reichenden Schichtenfolge überlagert. Das folgende Miocän ist in Kilikien marin (I. und II. Mediterranstufe), in Luristan kontinental (mit mächtigen Gipschichten) entwickelt.

3. Die Randketten enthalten keine Andeutung jüngerer Eruptivgesteine. Dagegen sind die der eigentlichen Hochfläche aufgesetzten jüngeren (rezenten) Vulkankegel in Anatolien (Lykaonien) und Iran gleichartig entwickelt: der Argäos (4000 m) entspricht auch in der Höhe dem Sehend (4000 m) und Sawalan (4820 m).

Abweichend von dem eigentlichen Tauros (und Antitauros) ist dagegen die bedeutende Breitenentwicklung der in großer Gleichförmigkeit Hunderte von Kilometern weit dahinstreichenden lrischen Ketten, deren Gleichartigkeit und langsame Abnahme der Faltungintensität nach außen in gewissem Sinne an den Faltenjura und die Appalachen erinnert. Doch bedingt das Fehlen von Überschiebungen und die Häufigkeit streichender vertikaler Verwerfungen einen erheblichen Unterschied gegenüber dem Faltungstypus des Jura. Das Fehlen der Überschiebungen erinnert wieder an Tauros und Amanos.

[Der Umstand, daß auf den zahlreichen streichenden Verwerfungen der aus stehenden — flachen oder steilen — Falten zusammengesetzten lrischen Ketten die Eruptivbildungen fehlen, sind beweisend für den oberflächlichen, mit der Faltung zusammenhängenden Charakter dieser Brüche. Ganz anderer Art dürften die Dislokationen sein, auf denen die mächtigen Vulkane der lykaonischen und iranischen Hochfläche aufsitzen. Daß es sich um Brüche handelt, geht aus den zahlreichen, auch oberflächlich hervortretenden Dislokationen hervor, welche das armenische Hochland zwischen Iran und Lykaonien in Schollen zerschneiden. In diesem stark verworfenen armenischen Hochland erreicht auch die ältere wie die neuere vulkanische Tätigkeit z. B. im Ararat und Alagös ihren Höhepunkt. Es handelt sich wahrscheinlich um den von den großen Randbrüchen ausgehenden Typus der Zerrungsbrüche, die am bedeutsamsten in Ostasien und Westamerika entwickelt sind und auch dort große Vulkane tragen. Ref.]

Die jüngeren Schotter- und Alluvialablagerungen auf der Hochfläche und in den Mündungsgebieten der großen Ströme stimmen wiederum in Iran und Südanatolien — abgesehen von den größeren Ausmaßen des größeren Gebietes — überein. Mächtige Schotterablagerungen, die hier wie dort wohl der quartären

Pluvialzeit zuzurechnen sind, kennzeichnen die Randgebiete der Hochfläche. Die durch die heutigen Flüsse gebildeten Cañons in den Schotterablagerungen Luristans (Teng-é-Baduch am Nordabfall des Kalian kuh) übertreffen an Tiefe noch die in den Schotterterrassen am Nordabfall des Amanos (zwischen Mamuret, Harunje und Bagtsché) ausgewaschenen Täler.

Am mächtigsten ist das Wachstum des Deltas der vereinigten Ströme Euphrat und Tigris. Bedeutende Anschwemmungen erfolgten auch an den Küsten von Anatolien (wo die „Seestadt“ Tarsus seit Beginn unserer Zeitrechnung 20 km weit in das Binnenland gerückt ist), jedoch nicht in einem so ausgedehnten Maße wie im Mündungslande der mesopotamischen Ströme und Flüsse. Im 7. Jahrhundert vor Beginn unserer Zeitrechnung, d. h. zur Zeit Assur-banipals, existierte der Schatt el Arab noch nicht: Euphrat, Tigris, die Kerka (ein Nebenfluß des Tigris) und der unterhalb der Hauptvereinigung mündende Karün flossen noch sämtlich getrennt in den Persischen Meerbusen. Ja noch weiter rückwärts, zwei Jahrtausende vor Christus lag die chaldäische Stadt Suripak im Küstenlande, während ihre Ruinen jetzt 210 km von der Mündung des Schatt el Arab entfernt sind (DE MORGAN, l. c. p. 769). Das würde im Durchschnitt von vier Jahrtausenden ein jährliches Wachstum des südmesopotamischen Alluviums von $\frac{1}{2}$ km ergeben!

[Ob diese Zahl ganz genau ist, dürfte schwer festzustellen sein, jedenfalls ergibt sich aber auch aus anderen archäologischen Mitteilungen, z. B. von FRIEDRICH DELITZSCH, daß der rund 130 km lange Schatt el Arab vor 2500 Jahren noch nicht bestand. Ref.]

Frech.

F. Broili: Geologische und paläontologische Resultate der GROTHE'schen Vorderasien-Expedition 1906/07. (S.-A. aus HUGO GROTHE, Vorderasien-Expedition 1906/07. LXX p. Leipzig 1910. Mit 3 Taf. u. 1 Karte.)

Die Beschreibung beginnt mit dem Paläozoicum und der Kreide des Antitaurus. Dann folgt die Oberkreide und das Miocän der Gegend von Marasch und das Eocän von Urfa; den Beschluß bildet die Oberkreide des Puscht-i-kûh; letztere, die vorher DE MORGAN (siehe das vorangehende Referat) untersucht hatte, wird im folgenden etwas ausführlicher besprochen.

Der Antitaurus und die Gegend von Marasch.

I. Das Untersilur. Durch den Fund von *Phycodes circinatum* in einem glimmerreichen Tonschiefer am Armud-dalan (Bakyr Dag) ist für den Antitaurus und für Kleinasien überhaupt das Vorhandensein vordevonischer Sedimente nachgewiesen. Nach den gegenwärtigen Anschauungen werden die Schichten mit *Phycodes*, *Vexillum* oder anderen ähnlichen problematischen Überresten nicht mehr zum Cambrium, sondern nach dem übereinstimmenden Urteil von F. FRECH und E. KAYSER zum Untersilur gestellt (vergl. p. -442-).

Es muß deshalb nach dem entsprechenden Vorkommen von *Phycodes circinatum* in Franken, Thüringen und im Südwesten Europas (Languedoc, Spanien) das Gebiet des Antitaurus in das böhmisch-mediterrane Meeresbecken

der untersilurischen Meeresprovinzen hineingezogen werden, das Böhmen, Franken und Thüringen, Südfrankreich, Spanien, Sardinien, sowie die Ostalpen umfaßt. Das böhmisch-mediterrane Meer, das nach FRECH das Ergebnis einer tief-untersilurischen Transgression über das obercambrische Festland im Süden von Europa darstellt, griff also auch weiter nach Osten, nach Kleinasien buchtartig in den indoafrikanischen Kontinent über, und es stellen möglicherweise die Schichten mit *Phycodes circinatum* im Antitaurus [sowie die *Bilobites*-Quarzite des Amanos. Ref.] die östliche Grenze dieses böhmisch-mediterranen Meeres dar, da — bis jetzt — jüngere silurische Sedimente im südlichen Kleinasien noch nicht angetroffen wurden. [In Nordanatolien deutet das Vorkommen von *Halysites* bei Pendek auf Obersilur hin. Ref.]

Auch TH. FUCHS kam früher zu dem nämlichen Resultat auf Grund eines Exemplares von *Phycodes circinatum*, das aus rostbraunen Sandsteinen im Dalgon-ssuju-Tale, einem kleinen Nebentale des Ssarranssu östlich des ca. 1500 m hohen Kiras Bel, südlich von Hadjin stammt.

II. Die ersten devonischen Fossilien fand TCHIHATSCHEFF im nordöstlichen Antitaurus, bei der Durchquerung des Karabunar Dagh. Die N. 30° O. streichenden Kalke enthalten neben *Cyathophyllum caespitosum* GOLDFUSS vor allem *Atrypa reticularis* L. in ganz erstaunlicher Menge.

Weitaus reicher an Versteinerungen sind die gelblichen, S. 40° O. streichenden, entweder vertikal gestellten oder in einem Winkel von 40—50° einfallenden Mergelkalke, die weit von Tschatal-oglu (Kosan Dagh) im südwestlichen Antitaurus anstehen und in denen TSCIHATSCHEFF u. a. folgende Fauna gesammelt hatte:

Rhynchonella boloniensis D'ORB.,
Spirifer Verneuili MURCH.,
Dalmanella striatula SCHLOTH.,
Productus subaculeatus MURCH.,
Cyathophyllum quadrigeminum GOLDF.

Ferner werden von TSCIHATSCHEFF die dunklen kristallinen Kalke von Jerebakan südöstlich von Tschidemé auf Grund von allerdings schlecht erhaltenen Exemplaren des *Cyathophyllum Marmini* M. EDW. and HAIME zum Oberdevon gestellt.

Die gleiche Koralle *C. Marmini* M. EDW. and J. HAIME fand TSCIHATSCHEFF zusammen mit *Spirifer Verneuili* MURCH. und *Atrypa aspera* zwischen Belenköi und Féké, und die stattlichste Ausbeute im ganzen Antitaurus überhaupt bot sich dem Forscher auf dem Wege von der letztgenannten Niederlassung Féké nach Hadjin.

Aus der Umgebung von Hadjin rühren auch die von F. SCHAFFER gesammelten Fossilien her, welche K. A. PENECKE beschrieben hat. Die Mehrzahl der Stücke stammen aus rotbraunen Sandsteinen und Kalken, die an der Einmündung des Hadjin-ssu in den Ssarran-ssu die westliche Talseite bilden, wo der von Hadjin nach Féké führende Weg über den Hussein Bel führt und in die Ssarran-ssu-Schlucht eintritt. Weitere reiche Funde hat dann BROILI durchbestimmt und es ergibt sich für das Gesamtgebiet des Antitaurus die folgende Liste devonischer Fossilien:

- Cyathophyllum supradevonicum* PENECKE¹
 „ *caespitosum* GOLDF.
 „ *minus* ROEM.
 „ *Darwini* FRECH.
 „ *Marmini* F. et H.
 „ *Sedgwicki* E. et H.
 „ *heterophyllum* E. et H. mut. *torquata* SCHLÜTER.
 „ *hypocrateriforme* GOLDF.
 „ *quadrigerminum* GOLDF.
 „ *asiaticum* E. et H. (*Campophyllum*).
Phillipsastraea Schafferi PENECKE.
 „ *microastraea* PENECKE.
 „ *pentagona* GOLDF.
Darwinia rhenana SCHLÜTER.
Favosites Tchihatscheffi HAIME.
 „ *polymorpha* (= *cervicornis* BLAINVILLE).
 „ *cristata* (BLUM.) FRECH (*Pachypora*).
 „ *reticulata* (BLAINV.) FRECH (*Pachypora*).
Striatopora subaequalis E. et H.
 „ *vermicularis* M. COY.
Syringopora sp.
Alveolites suborbicularis LAM.
Coenites fruticosus STEIN.
Stromatopora polymorpha GOLDF.
Fenestella antiqua GOLDF.
 „ *explanata* ROEM.
Polypora striatella SANDB.
Productus (Productella) subaculeatus MURCH.
 „ *Murchisoni* KON.
Chonetes nana VERN.
Dalmanella striatula SCHLOTH.
Orthothetes crenistriatus PHILL.
Atrypa reticularis LINN.
 „ „ var. *aspera* SCHLOTH.
Spirifer Verneuli MURCH. (*disjunctus* SOW.)
 „ *Archiaci* MURCH.
 „ *Trigeri* VERN.
 „ *Seminoi* VERN.
 „ *Pellico* ARCH. et VERN. (??) [die alte Bestimmung dieser mit *Sp. paradoxus* identen Art ist durchaus zweifelhaft. Ref.].
Rhynchonella (Pugnax) pugnax MARTIN.
 „ *livonica* BUCH.
 „ *boloniensis* D'ORB.

¹ Diese als „*Thamnophyllum*“ beschriebene Form ist ein *Cyathophyllum* aus der Verwandtschaft des *C. dianthus* GOLDF. Ref.

- Rhynchonella letiensis* Goss.
 „ *triaequalis* Goss.
 „ *cuboides* Sow.
 „ cf. *pleurodon* PHILL.

Wenn man diese von einer ganzen Reihe von Fundpunkten herrührend Fauna auf das Alter untersucht, so gelangt man mit dem Verf. zu folgendem Ergebnis:

Eine Reihe von Gattungen ist bezeichnend für das Oberdevon, verschiedene der Formen treten sowohl im Mitteldevon wie im Oberdevon auf und einige Arten haben sich bis jetzt nur im Mitteldevon gefunden.

Zu den Formen, welche für das Oberdevon bezeichnend sind, gehören nach dem Verf.: *Cyathophyllum Sedgwicki*, *C. Marmini* und *C. minus* ROEM., eine nach FRECH (Korallenfauna des Oberdevon, l. c. p. 35) auf das Oberdevon beschränkte Abänderung des *C. caespitosum*, ferner *Phillipsastraea pentagona* GOLDF. und *Striatopora vermicularis* M. COY. Dazu kommen die als neu von PENECKE beschriebenen Pterocorallia: *Cyathophyllum supradevonicum*, *Phillipsastraea micrastraea* und *Ph. Schafferi*, die zusammen mit *Spirifer Verneuli* (*disjunctus*) gefunden wurden. *Sp. Verneuli* ist, wie die meisten der angeführten Brachiopoden, *Sp. Archiaci* (*Semionoi*), *Chonetes nana*, *Rhynchonella pugnus*, *letiensis*, *triaequalis*, cf. *pleurodon* leitend für das Oberdevon.

Dem Mittel- und Oberdevon gemeinsam sind: *Cyathophyllum caespitosum* und *C. Darwini*. *C. heterophyllum* findet zwar die Hauptverbreitung im Mitteldevon, reicht aber noch vereinzelt bis in das Oberdevon. (Mit *Spirifer Verneuli* wird diese Art aus dem Oberdevon von Candas in Asturien durch BARROIS genannt.)

Die Formen, welche bisher ausschließlich in mitteldevonischen Sedimenten beobachtet wurden, sind *Cyathophyllum quadrigeminum*, *C. hypocrateriforme* und *Favosites (Pachypora) reticulata*.

Die devonischen Schichten im Antitaurus sind bis jetzt im allgemeinen als Sedimente oberdevonischen Alters betrachtet worden. In der Hauptsache dürfte diese Anschauung auch zutreffen, namentlich für diejenigen Schichten, in denen der charakteristische *Spirifer Verneuli* auftritt, indessen scheint es bei der großen Mächtigkeit der ganzen Serie nicht ausgeschlossen, daß gewisse Teile derselben auf mitteldevonisches Alter Anspruch zu erheben haben, für welche auch die eben genannten Korallen sprechen.

Cyathophyllum hypocrateriforme befindet sich unter den Aufsammlungen GROTHE'S und stammt vom Abstieg nach Gerdikli, von welcher Route *Spirifer Verneuli* gleichfalls vorliegt.

Es gewinnt daher den Anschein, als ob die betreffenden Lokalitätsbezeichnungen nicht einem einzigen Fundorte, sondern einem größeren Gebiete entsprechen, wie dies z. B. auf den GROTHE'schen Angaben „Abstieg nach Gerdikli“ zum Ausdruck kommt. Aus diesem Grunde nimmt Verf. vorläufig für den Antitaurus das Vorhandensein mitteldevonischer Schichten an und folgt den Anschauungen des Ref., der für den Antitaurus gleichfalls das Mittel

devon als entwickelt annimmt. (FRECH, Lethaea palaeozoica. 2. Tabelle p. 200, p. 244.) [Über das Oberdevon des 250—300 km westlich liegenden eigentlichen Taurus vergl. dies. Jahrb. 1913. I. -126- ff. Ref.]

Auf diese Aufsammlungen hin läßt sich mit ziemlicher Sicherheit der Schluß ziehen, daß, abgesehen von kristallinen Kalken, Phylliten und Schiefem, welche nach der Zusammenstellung SCHAFFER'S einen großen Anteil an dem Aufbau des Gebirges nehmen sollen, von Sedimentärgesteinen vor allem mehr oder minder gefaltete devonische Kalke nicht nur die westliche, sondern auch die östliche Kette des Antitaurus aufbauen. Diese Kalke enthalten überwiegend eine oberdevonische Fauna, deuten allerdings auch auf das Vorkommen von Mitteldevon hin. Außerdem sind in den südlichen Teilen der Ost- und Westkette des Antitaurus (Armud-dalan westnordwestlich von Hadjin und Kirasbel südlich von Hadjin) Schichten untersilurischen Alters entwickelt. Endlich hat E. DE VERNEUL aus der Gegend von Belenköi und Jerebakan im Antitaurus einige wenige Carbonfossilien beschrieben (kleine Exemplare von *Spirifer semireticulatus* MARTIN [richtiger wohl als *Productus burlingtonensis* zu bezeichnen. Ref.], *P. Flemingi* Sow. und *Spirifer ovalis*. [Auch im eigentlichen Taurus ist Kohlenkalk, jedoch in viel größerer Verbreitung nachgewiesen. Ref.]

Oberkreide und Eocän:

Obwohl der Fund eines *Inoceramus* eine exaktere Bestimmung nicht zuläßt, so gibt er uns doch Aufschluß über eine cretaceische Überlagerung im Antitaurus. Dieses Vorkommen steht zu dem südwestlich davon durch den Berut Dagh (Baradun Dagh) bei TSCHIHATSCHEFF getrennten cretaceischen Ablagerungen von Geben (Gaban) in Beziehung, welche ihrerseits wohl mit der Kreide des Achyr Dagh (Marasch Dagh) im Norden von Marasch in Beziehung treten dürfte.

Unter dem Material vom Antitaurus befindet sich endlich ein gelblicher Kalk, der ganz erfüllt ist von Nummuliten, die verschiedenen Arten anzu gehören scheinen. Das Gesteinsstück stammt aus dem Hügelland nordwestlich von Schahr und trägt die Bezeichnung „am unteren Tekkessu vor Kajabunar“. Jedenfalls ist dieser Fund von Eocän im inneren Antitaurus von Bedeutung und bildet ein Zwischenglied des im Norden von Schahr auf der Karte von TSCHIHATSCHEFF eingetragenen Eocänzuges, der hier mit dem Chansir Dagh (Djalaghan Dagh) endet und den im Süden und Westen vom Antitaurus auftretenden alttertiären Sedimenten. Das Gestein von Lokalität „Schahr“ ist ein gelblicher, nummulitenreicher Kalk und offenbar ident mit den eocänen Ablagerungen, die TSCHIHATSCHEFF vom Karamas Dagh im Osten von Kaissari beschreibt (50 km nordwestlich von Schahr), wo sich in einem schmutzigen oder gelblichen Kalk neben vielen Bivalven vorzüglich Nummuliten in großer Menge finden (*Nummulites laevigata* LAM., *scabra* LAM., *Ramondi* DEFR., *biaritzensis* D'ARCH., *granulosa* D'ARCH., *spira* DE ROISSY).

Der Achyr Dagh, auf dem die beschriebenen Kreidefossilien *Actaeonella gigantea* Sow. und *Vola Blanckenhorni* sp. n. gefunden wurden, ist ein im allgemeinen ostwestlich streichender Bergzug im Norden von Marasch und offenbar mit dem Marasch Dagh SCHAFFER'S ident, der nach diesen Ausführungen die südlichste Antitauruskette bildet und seiner Ansicht nach miocänen —

taurischer — Zeit gefaltet wurde. Nach den Erfahrungen SCHAFFER's besteht der Marasch Dagh aus oberer Kreide, Eocän und Miocän. Auch BLANCKENHORN führt aus diesem Bezirke bereits Kreidefossilien an, und zwar von Arablar nordwestlich Aintab auf dem Wege nach Marasch Rudistenkalk mit Rudisten und *Nerinea* cf. *Fleuriesiana* D'ORB. (Taf. 8, Fig. 2).

Actaeonella gigantea erinnert in ihrer Erhaltung ungemein an gewisse Vorkommen der Gosau in den nördlichen Kalkalpen. Den eingehenden Untersuchungen von J. FELIX zufolge, nach welchen die Gosauschichten vom Angoumien (Oberturon) bis in das Maestrichtien reichen, fallen die Schichten, in denen neben anderen Formen *Actaeonella gigantea* vorkommt, in das Unter- senon (oberes Santonien), nicht in das Turon. Hiernach ist im Gebiete von Marasch, außer den von BLANCKENHORN erwähnten Mergeln, welche die cenomanen *Buchiceras*-Schichten repräsentieren, auch noch das untere Senon entwickelt.

Aus den miocänen Mediterrangebilden von Marasch, ebenfalls von Achyr Dagh, liegen folgende Formen vor:

Astraea crenulata GOLDF.

Heliastrea (Orbicella) Reussana M. EDWARDS et HAIME.

Echinolampas cf. *Heinzi* PERON et GAUTHIER.

Clypeaster cf. *Martinianus* DES MOULINS.

Pecten caralitanus MENEGHINI.

Spondylus miocenicus MICHELOTTI.

Ostrea crassissima LAM.

„ *gingensis* SCHLOTH.

Cerithium (Terebralia) lignitarum.

Carcharodon sp.

Diese Arten finden sich, wie die Korallen und großen Seeigel, in Kalken, teils wie die großen Pectiniden etc. in sandigen Mergeln, teils treten sie, wie die Ostreen, selbst gesteinsbildend auf und waren somit die Bewohner eines felsigen oder sandigen Strandes. Nach den vergleichenden Untersuchungen F. SCHAFFER's scheinen diese bei Marasch auftretenden Arten der jüngeren Miocänfauna Ciliciens anzugehören und demnach ein Äquivalent der zweiten Mediterranstufe des Wiener Beckens zu bieten. Die anscheinend ziemlich bedeutende Entwicklung dieser Schichten in der Umgebung von Marasch dürfte ferner den Schluß rechtfertigen, daß sich das cilicische Miocänmeer noch weiter nach Osten erstreckt haben mag.

Endlich erwähnt Verf. das Vorkommen des eocänen *Conoclypeus* cf. *conoideus* (LESKE) AGASSIZ von Urfa in Obermesopotamien; die bekannte Art des Kressenberges findet sich auch in Ägypten und Hocharmenien (Darosham am Araxes).

2. Luristan (Grenze von Persien und Mesopotamien).

Von einer der Haupterhebungen Luristans, dem 2600 m hohen Walemtär, stammen zwei bezeichnende Cephalopoden:

Schloenbachia inflata Sow. und

Desmoceras (Puzosia) Gaudama FORBES,

die sowohl im oberen Gault als auch im Cenoman auftreten.

H. DOUVILLÉ hat weit reichhaltigeres Material aus der dortigen Gegend untersucht und konnte daher ältere cretaceische Ablagerungen feststellen, nämlich das Aptien vom Kuh Walemtär (dem gleichen Bergkegel, wo auch GROTHE das beschriebene Material gesammelt hatte), mit *Acanthoceras Cornuelli* D'ORB., *Terebratula Dulemplei* D'ORB. und anderen. Ferner konnte DOUVILLÉ auf Grund weiterer Funde dort Gault (Vraconnien) und Cenoman trennen.

Nach den Angaben DOUVILLÉ's ist die petrographische Beschaffenheit von Vraconnien und Cénomaniens so ähnlich, daß sich kaum eine Grenze zwischen beiden feststellen läßt. Von Interesse ist der Umstand, daß das Material DOUVILLÉ's aus der Nähe des Gipfels des 2480 m hohen „Kebir-kuh“ stammt. Es liegt infolgedessen der Schluß nahe, daß zwei der Haupterhebungen des Gebirges Puscht-i küh, der Walemtär und der Kebir-küh von Ablagerungen der mittleren Kreide gebildet werden.

Mit vollem Recht konnte DOUVILLÉ auf Grund seines Materials auf Beziehungen zu der Utaturgruppe Indiens hinweisen — der spätere Fund von *Desmoceras Gaudama* FORBES durch Dr. GROTHE am Walemtär spricht ebenso für diese Annahme. An weiteren senonen Fossilien lagen dem Verf. aus dem Gebiet des Puscht-i-kuh vor:

	Fundort:
<i>Actinophyma spectabile</i> COTT. et GAUTH.	Amleh.
<i>Ostrea dichotoma</i> BAYLE	Tschauistal.
<i>Gryphaea vesicularis</i> LAM.	Dallau.
<i>Spondylus subserratus</i> H. DOUVILLÉ	} Abstieg vom Schâh-nadjir zum Dallaufuß.
<i>Plicatula hirsuta</i> COQ.	

Nach DE MORGAN und H. DOUVILLÉ (p. 254) läßt das dortige Senon — Turon ist bis jetzt noch nicht nachgewiesen — zwei deutliche Horizonte übereinander in verschiedener Ausbildung erkennen. Das untere ist charakterisiert durch das häufige Vorkommen von Seeigeln („Couches à oursins“), die DOUVILLÉ dem Campanien gleichstellen möchte. Ihre Fauna ist gekennzeichnet durch *Hemipneustes persicus* COTTEAU et GAUTHIER und zeigt unleugbare verwandtschaftliche Beziehungen zu gleichaltrigen algerischen Vorkommen, unterscheidet sich aber von diesen durch einige besondere Typen, wie die Gattung *Iraniaster* COTTEAU et GAUTHIER und das Fehlen von *Echinocorys* und *Micraster*.

Das obere Niveau enthält eine sehr reiche Molluskenfauna (in den höheren Horizonten speziell Gastropoden) und entspricht dem oberen Maëstrichien sowie vielleicht noch dem Danien. Diese gastropodenreichen oberen Horizonte sind hauptsächlich entwickelt auf der Ostseite des „Kouh Mapeul“ (Mapöl), ungefähr 50 km westlich von Chorrâmâbâd, und werden besonders durch das Vorkommen tertiärer Vorläufer interessant, obwohl das Auftreten von *Omphalocyclus macropora* LAM., *Ornithaster Douvillei* COTT. et GAUTH., *Hippurites cornu-copiae* DEF. und *Hantkenia* die Bestimmung als Kreide rechtfertigt (DOUVILLÉ, p. 283).

Nach DOUVILLÉ führt auch das Studium der Bivalven zu ganz analogen Resultaten; so finden wir neben *Crassatella austriaca* ZITTEL aus der Gosau

Formen, die mit Arten aus der oberen Kreide Indiens Verwandtschaft zeigen, während gewisse Cyrenen und Corbulen Analogien mit Stücken aus dem Pariser Becken aufzuweisen haben. Besonderes Interesse bietet *Venericardia (Cardita) Beaumonti* D'ARCH., eine die obere indische Kreide bezeichnende Art, die sich ebenso in Belutschistan zusammen mit *Omphalocyclus* findet.

Auf Grund dieser Feststellungen kommt DOUVILLÉ zu dem Resultat, daß sich zur Zeit der oberen Kreide das Große Mittelmeer, für das er die Bezeichnung Mesogaea anwendet, vom Atlantischen Ozean über Kleinasien und Persien bis zum Indischen Ozean erstreckte, eine Verbindung, die bereits lange vorher offen war und noch geraume Zeit später im Tertiär bestand.

Diese direkte Meeresverbindung zwischen Indien und dem Atlantischen Meer beruht auf zwei Etappen, einmal auf der Kreide des Puscht-i-küh und von Luristan und zweitens auf der Kreide der Arabischen und Lybischen Wüste. Die obersten Kreideschichten der Libyschen Wüste sind von QUAA'S (*Overwegi*-Schichten p. 326) faunistisch durchgearbeitet und folgendermaßen gekennzeichnet worden.

„Die jungeretaeische Fauna der *Overwegi*-Schichten und Blättertone ist ganz eigenartig, und weist diesen Schichten, nach ihrer starken Annäherung an tertiäre Formentypen, die sich besonders deutlich an den Korallen und Gastropoden erkennen läßt, eine Stelle unter den jüngsten Kreidebildungen zu.“

Weit inniger gestalten sich die verwandtschaftlichen Beziehungen der libyschen zu der südindischen Kreide von Pondicherry und Trichinopoly, die insgesamt neun Arten mit ihr teilt. Auch mit der oberen Kreide des Puscht-i-küh und von Luristan hat die libysche Kreide außer dem neocretaeischen Gesamtcharakter verschiedene Vertreter gemeinsam, so *Gryphaea vesicularis* LAM., *Turritella quadricincta* GOLDF. und *Venericardia (Cardita) Beaumonti* D'ARCH.

Die Verbindung zwischen dem Indischen und Atlantischen Meer bestand nach der Meinung DOUVILLÉ's auch noch geraume Zeit während des Tertiärs weiter. *Pecten Livoniani* BLANCKENHORN, der dem Verf. aus dem Puscht-i-küh [und dem Ref. auf sekundärer Lagerstätte aus der Gegend von Aleppo] vorliegt, dürfte diese Annahme bestätigen.

Von besonderer Bedeutung für die Auffassung des Gebirgsbaus Vorderasiens ist der Nachweis des Zusammenhangs zwischen den verschiedenen Teilen des Taurischen Gebirgssystems, die sich auf Grund der Beobachtungen im Tauros, Antitauros und im Luristan erbringen läßt. Im eigentlichen Hohen Tauros, und zwar in der Kilikischen Zone wird höheres Devon und Kohlenkalk von einer diskordant auflagernden, aus Oberkreide bestehenden Schichtenfolge bedeckt. Auch Nummulitenkalke sind verschiedentlich beobachtet worden. Genau die gleiche Zusammensetzung zeigt der Antitauros. Schon das Kartenbild der beiden Gebirge läßt den unmittelbaren Zusammenhang erraten und aus dem übereinstimmenden geologischen Aufbau ergibt sich, daß Tauros und Antitauros einem einheitlichen Zuge angehören. Der an den eigentlichen Antitauros sich südlich anschließende Bimbogha Dagh stellt die streichende Fortsetzung der paläozoischen Erosionsklippen der Kilikischen Ebene dar;

der Bimbogha dagh enthält nur Oberdevon, dem somit auch ein Teil der bisher versteinungsleeren Klippenkalké zufallen dürften¹.

Daß in dem Kilikischen Tauros das Devon mehr zurücktritt als in dem Antitauros erklärt sich aus der verschiedenen Höhenlage: Das Devon ist bisher nur am Tschakit bei Hatsch-kiri in rund 300 m Höhe gefunden worden, bildet also die Basis des normal darüber lagernden Taurischen Kohlenkalkes, während im Antitauros das Devon stets zu größeren Höhen (550—650 m) ansteigt.

[Jedenfalls ist aber nach den vorliegenden Beobachtungen der geologische und geographische Zusammenhang des Tauros und Antitauros so untrennbar, daß die geographische Bezeichnung als irreführend zu ändern ist: In allen asiatischen Gebirgen wird mit dem Namen „Anti“ ein Zug bezeichnet, der mit gleicher Längsrichtung dem Hauptgebirge parallel läuft, sei es, daß es sich um Faltungsketten handelt, wie im Himalaya und Anti-Himalaya, sei es, daß Längsbrüche die Horste des Libanon und Antilibanon durch einen Längsgraben trennen, sei es, daß auf der einen Seite Faltung, auf der anderen Seite ein Längsbruch das formgebende Moment bildet, wie im Kaukasus und Antikaukasus (= armenisches Hochland). Nur im Taurischen System ist der Hohe Tauros die streichende Fortsetzung des niedrigeren Antitauros, während im Sinne der sonstigen Namengebung der weitaus niedrigere Parallelzug des Amanos als Antitauros bezeichnet werden müßte. Eine so einschneidende Namensänderung wäre jedoch nicht empfehlenswert. Hingegen erscheint es leichter möglich, den jetzigen Tauros s. str. als „Hohen Tauros“, den Antitauros, der an Höhe um rund 1000—1200 m Höhe hinter ersterem zurückbleibt, als Niederen Tauros zu bezeichnen. Der wirkliche Zusammenhang geht aus diesen Namen unzweideutig hervor und eine Verwechslung mit den Tauern ist wohl nicht zu besorgen. Ref.]

Frech.

Vadasz, M. E.: Liasfossilien aus Kleinasien. (Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Reichsanst. 21. 3. Heft. Mit Taf. IV u. 6 Fig. im Text. Budapest 1913.)

Australien.

Gilbert, Chester G. and Joseph E. Pogue: The Mount Lyell Copper District of Tasmania. (From the Proceedings of the United States National Museum. 45. 609—625. With Pl. 48—51. Washington 1913.)

¹ Außerdem dürfte in den Klippenkalken der Kilikischen Ebene der Kohlenkalk vertreten sein; auf welche Vermutung die Bezeichnung „Obertrias“ der internationalen geologischen Karte in diesen Klippen zurückgeht, hat Ref. nicht feststellen können.

Nordamerika.

- Wittich, Ernesto y Antonio Pastor y Giraud: Resena acerca de los topacios de Mexico. (Bol. de la Soc. Geol. Mexicana. 8. 53—59. 1912.)
- Unos cristales gigantes de yeso procedentes de la mina Naica, Chihuahua. (Bol. de la Soc. Geol. Mexicana. 8. 61—70. 1912.)
- Waitz, Paul y L. Hajar y Haro: Algunos datos geologicos sobre la region Minera de Yesca (Tepic). (Bol. de la Soc. Geol. Mexicana. 8. 71—96.)
- Williams, Henry S.: Recurrent Tropicidoleptus zones of the Upper Devonian in New York. (Department of the Interior United States Geological Survey. Prof. Pap. 79. Washington 1913.)
- Willis, Bailey: Index to the stratigraphy of North America. (Department of the Interior United States Geological Survey. Prof. Pap. 71. Washington 1912.)
- Waitz, Paul: Excursion Geologica a la parte poniente de la Sierra de Santa Catarina. (Bol. de la Soc. Geol. Mexicana. 8. 1—8. Mexico 1912.)
- Flores, Teodoro: Algunos datos relativos a la mina de „La Delfina“ Distrito de Bravos, Estado de Guerrero. (Bol. de la Soc. Geol. Mexicana. 8. 9—20. Mexico 1912.)
- Paredes, J. T.: Apuntes sobre algunos Minerales del Estado de Chihuahua. (Bol. de la Soc. Geol. Mexicana. 8. 21—40. 1912.)
- Wittich, Ernesto: Observaciones sobre el post-plioceno a lo largo de los rios Papaloapam, Tezechoacan y Manso. (Bol. de la Soc. Geol. Mexicana. 8. 41—46. 1912.)
- Estudio de algunos Minerales raros de Estado de Chihuahua. (Bol. de la Soc. Geol. Mexicana. 8. 47—51.)

Südamerika.

- Stappenbeck, Richard: El agua subterranea al pie de la Cordillera Mendocina y Sanjuanina, Republica Argentina. (Anales del Ministerio de Agricultura Seccion Geol., Min. y Minería. 8. No. 5. Buenos Aires 1913.)
- Backlund, Helge: Algunas observaciones sobre rocas notables Provenientes de Olavarria (Prov. de Bs. Aires). (Ministerio de Agricultura Direccion General de Minas, Geologia e Hidrologia Boletin No. 2. Buenos Aires 1913.)
- Delhaes, G.: Sobre la presencia del Rético en la costa patagonica. (Ministerio de Agricultura Direccion General de Minas, Geologia y Hidrologia Boletin No. 1. Serie B. [Geologia.] Buenos Aires 1913.)

Stratigraphie.

Devonische Formation.

Henry Shaler Williams: Correlation of the Palaeozoic Faunas of the Eastport Quadrangle, Maine. (Bull. Geol. Soc. Amer. 23. 349—356. 1912.)

Die Gesteine der Eastportregion, deren obersilurisches bis unterdevonisches Alter jetzt endgültig festgelegt ist, lassen sich in 4 Abteilungen gliedern: 1. Schiefer und metamorphe Sandsteine zu unterst mit der ältesten Fauna; 2. nicht metamorphe Sedimente und vulkanische Gesteine; 3. mit einer Diskordanz einsetzend Sedimente mit Faunen von rein marinem Charakter im Liegenden und von marinem bis ästuarischem Charakter im Hangenden (oberes Obersilur); 4. unterdevonische Sedimente mit Pflanzenresten. — Faunistisch lassen sich 6 Abteilungen unterscheiden: Abt. I und II (= 1. und 2. oben) enthält wenig Fossilien: beiden gemeinsam *Plectambonites transversalis*; nur in I: *Monograptus*, *Leptaena rhomboidalis*, *Atrypa reticularis* und Spiriferen; in II: *Bilobites bilobus*, *Scenidium lewisii*, *Spirifer crispus*. Beide Abteilungen sind ungefähr älterer Niagaran oder Wenlock. Abt. III enthält reiche marine Fauna, unten Korallen der Gattung *Syringopora* und *Favosites*; *Halysites* fehlt; ferner *Atrypa reticularis*, *Leptaena rhomboidalis*, *Spirifer crispus*, *Pentamerus galeatus*, *Meristina tumida*, *Wilsonia*, *Cornulites*, *Dalmanites*. Zu diesen kosmopolitischen Formen gesellt sich: *Spirifer elevatus*, *Strophonella funiculata*, *Leptostrophia filosa*, *Avicula Danbyi* und *Monomerella Woodwardi*. Verf. sieht hierin nicht mehr wie früher Typen des Helderbergian, sondern europäisch-silurische Formen, und stellt Abt. III dem Wenlock oder „Mittel-Gotland“ Europas gleich.

Abt. IV enthält rein marine Fauna. Ein unterer Teil (a) reich an Brachiopoden, ein oberer (b) arm daran, dafür Pelecypoden und Gastropoden. Untersch. gegen III: *Atrypa reticularis* und *Leptaena rhomboidalis* fehlen, ebenso Vertreter der Gattung *Strophonella*, *Pentamerus*, *Meristina*, *Chonetes* u. a. Der Übergang von VI a zu IV b mit Gastropoden und Lamellibranchiaten wie *Grammysia*, *Platyschisma* etc., das Häufigwerden von Ostracoden ist typisch für den Übergang vom oberen Ludlow zur Temeside group Englands.

Abt. V. Brachiopoden fehlen bis auf *Lingula*, kleine Lamellibranchiaten werden häufig. Ostracoden herrschen vor, wie in IV b. Reste von *Pterygotus problematicus*. Das Alter ist das der Downtonian, des sogen. silurisch-devonischen passage-bed.

Abt. VI. Die sogen. Perryformation, mit zahlreichen typisch devonischen Pflanzenresten. Gegen V Diskordanz.

Auffallend ist die größere Übereinstimmung der Abt. III, IV und V mit englischen Ablagerungen, als mit irgendwelchen des nordamerikanischen Kontinents. Genauere Deutung der Verhältnisse wird erst auf Grund der bevorstehenden Bearbeitung der Fauna möglich sein.

Born.

Axel Born: Über eine Vergesellschaftung von Clymenien und Cheiloceren. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 64. 1912. Monatsber. 11. 8 p.)

Genanntes Vorkommen wurde im Oberdevonprofil gegenüber der Bohlenwand südlich Saalfeld i. Th. aufgefunden. Der Fossilinhalt der 10 cm mächtigen Bank innerhalb des fast fossilereichen Oberdevonkalkes war *Cheiloceras (Centroceras) oxyacantha* SDBG. (375 E.), *Clymenia annulata* MSTR. (12 E.), *Clymenia* ex. aff. *flexuosa* MSTR. (15 E.), ferner *Kochia (Loxopteria) laevis* FRECH (30 E.) und *Orthis opercularis* M. V. K. (2 E.). Nach kurzen Betrachtungen, wie weit Clymenien in den Cheilocerenschichten und wie weit Cheiloceren in den Clymenien-schichten vorkommen, kommt Verf. zu dem Schluß, daß nur ein Ausharren einzelner Cheiloceren in die Clymenien-schichten selten, ein früheres Auftreten der Clymenien in den Cheilocerenschichten dagegen überhaupt noch nicht bekamt geworden ist, so daß also vorliegender Fall einzig dasteht. Leider sagt die Begleitfauna nichts über das nähere Alter, so daß die wichtige Frage, ob die Bank den Cheiloceren- oder den Clymenien-schichten angehört, nicht entschieden wird.

Born.

E. Perna: Über die Beziehungen des Oberdevon im östlichen Ural zu dem von Westfalen und Schlesien. (Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-phys. Kl. 1913. 4 p.)

Verf. hat die von KARPINSKY im Oberdevon des südlichen Ostural gemachten Studien fortgesetzt. Das untere Oberdevon läßt sich in 2 Abteilungen gliedern: 1. sandige Kalksteine mit viel Brachiopoden (*Spirifer Verneuli*, *Productella*, *Athyris*), 2. fester hellgrauer Kalkstein mit spärlicher Fauna, der dem Hauptkalk von Ebersdorf entspricht, auf Grund gemeinsamer Formen, wie *Euomphalus crassitesta* TIETZE, *Rhynchonella pugnus* MART. (= *Rh. pleurodon* TIETZE), *Productella subaculeata* MURCH., *Athyris concentrica* v. B., *Orthis striatula* SCHLOTH. *Spirifer Verneuli* fehlt in Ebersdorf. Der Hauptkalk umfaßt in Ebersdorf noch einen Teil der Clymenien-schichten, was im Ural nicht der Fall ist.

Als *Cheiloceras*-Stufe kommen im Ural helle Kalke in Betracht, die eine reiche Fauna führen: *Amplexus*, kleine Gastropoden, Trilobiten (*Cyrtosymbole* RICHT.), *Cheiloceras sacculus* SDBG., *Cheiloceras* n. sp., *Cheiloceras* aff. *subpartitus* MÜNST., *Gomphoceras* sp., *Phragmoceras* sp.

Über diesen folgt als unterste Clymenienstufe die der *Prolobites* mit der von R. WEDEKIND am Enkeberg nachgewiesenen typischen Fauna: *P. delphinus*, *Sporadoceras Münsteri*, *Tornoceras planidorsatum*, *dorsatum*, *Clymenia involuta*, *cyloptera*, *Stuckenbergi*, cf. *Pompeckji*.

Über der *Prolobites*-Stufe liegen ähnliche Kalke mit anderer Fauna (*Annulata*- und *Laevigata*-Stufe): *Clymenia annulata*, *dubia*, *laevigata*.

Dann folgen helle körnige Kalke mit Brachiopodenresten, die von Sandsteinen und Schiefen überlagert werden, welche letztere allmählich in Kulmablagerungen übergehen. — Das Auffallendste und Interessanteste ist die überraschende Übereinstimmung der mittleren Partien des uralischen Oberdevons mit dem rheinischen und dem von Ebersdorf.

Born.

ff*

Verf. stellt seine vergleichenden Untersuchungen über das Oberdevon von Westdeutschland, Schlesien und Ural folgendermaßen zusammen:

Ostabhäng des Südurals (Werchneursk)	Westfalen (Enkeberg, Balve)	Schlesien (Ebersdorf)
c ₁ Sandsteine und Kalke	Culm	Schiefer und Kalksteine
Sandsteine und Schiefer; körnige Kalke	Gonioclymenienschichten	Obere Clymenien- schichten
D ₃ ² Schichten mit <i>Clymenia</i> <i>laevigata</i> und <i>annulata</i>	<i>Laevigata</i> -Stufe <i>Annulata</i> -Stufe (<i>Post- prolobites</i> -Stufe)	
<i>Prolobites</i> -Stufe	<i>Prolobites</i> -Stufe	
<i>Cheiloceras</i> -Stufe	<i>Cheiloceras</i> -Stufe	Hauptkalk mit <i>Euomphalus</i> <i>crassitesta</i>
D ₃ ¹ Graue Kalke mit <i>Euom- phalus crassitesta</i>	<i>Manticoceras</i> - Stufe	
Sandige Kalke mit Brachiopoden	Brachiopoden- kalke	

[Nur die Ebersdorfer Clymenienstufe dürfte etwas höher liegen; nach den im Breslauer Museum vorliegenden Clymenien dürfte sie kaum noch die *Annulata*-Schichten mit umfassen; auch der Hauptkalk liegt höher. Ref.] **Frech.**

Carl Renz: Beiträge zur Kenntnis der Oberdevonfauna von Ebersdorf in Schlesien. (Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Sektion für Geologie etc. Breslau 1913. 21 p. 1 Taf.)

Verf. beschreibt acht teils neue, teils von Ebersdorf noch nicht bekannte Arten von Clymenien und Goniatiten, welche z. T. eigener Aufsammlung, z. T. dem Breslauer Universitätsmuseum entstammen.

- Cycloclymenia Helenae* RENZ. *Oxyclymenia striata* MSTR. var. *silesiaca* RENZ.
 „ *Minervae* RENZ. *Oxyclymenia ornata* MSTR. var. *sudetica* RENZ.
 „ *Pasquayi* RENZ. *Genuclymenia hexagona* WED.
 „ *glaucoopsis* RENZ. *Praeglyphioceras* cf. *moravicum* RZEHAČ.

Die ersten vier dieser Formen, die alle dem Ebersdorfer Clymenienkalk entstammen, sind in der Gruppe der *Cycloclymenia* provisorisch untergebracht, da Lobenlinie und Sipholage noch nicht erkannt worden sind. Im übrigen besteht eine Ähnlichkeit der Form mit gewissen Gephyroceren (vom Typus *retorsum* var. *tripartita* oder *tuberculatum*). Andererseits steht diesen vier

Formen die von Ebersdorf bereits bekannte *Cycloclymenia* v. BUCH. sehr nahe. Die Entstehung der fünf auf Ebersdorf beschränkten Cycloclymenien möchte Verf. auf spontane Artbildung zurückführen, was ihm bei der Vertiefung des damaligen Oberdevonmeeres besonders wahrscheinlich erscheint.

Es folgt die eingehende Beschreibung der vier neuen Cycloclymenien, die Darstellung ihrer Beziehungen zueinander und der Versuch ihrer Gattungsdeutung, wobei Verf. dazu neigt, in den Formen Clymenien und nicht Gephyroceren zu sehen. Infolge eines erst später erkannten Unterschiedes zwischen seinen Clymenien und *Clymenia solarioides* v. BUCH wird an Stelle des Namens *Cycloclymenia Glatziella* gestellt. — Die übrigen Formen sind weniger wichtig und erheischen nur deswegen Beachtung, weil sie die Übereinstimmung der Ebersdorfer Fauna mit der anderer Gebiete, z. B. vom Enkeberg, dartun.

Born.

Clarke, John M.: Fossils devonianos do Parana. (Monographias do Servico Geologico e Mineralogico do Brasil. 1. Rio de Janeiro. 1913.)

Triasformation.

Raßmuß, H.: Über die Parallelisierung des deutschen und alpinen Muschelkalkes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 65. Monatsber. No. 5. 1913.)

Abmann, P.: Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie des oberschlesischen Muschelkalks. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. für 1913. 34. Teil I. Heft 2. Berlin 1913.)

Juraformation.

O. Haas: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol. (Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österreich-Ungarns und des Orients. 25. p. 223 u. 26. p. 1. 9 Taf. 1913.)

Der erste Teil behandelt die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden, der zweite die Cephalopoden und die allgemeinen Resultate.

Das vom Verf. studierte Material stammt aus einer einzigen, nur etwa $\frac{1}{2}$ m mächtigen Lage am Westabhang des M. Misone bei Ballino, nordnordwestlich von Riva. Die Fossilien sind oft in großen Massen dicht zusammengehäuft.

I. Brachiopoda.

Sie sind ziemlich zahlreich vertreten und verteilen sich auf 4 Gattungen mit 22 Arten, von denen manche wieder mehrere Varietäten aufweisen.

1. *Spiriferina* 1 Art.

2. *Rhynchonella* 12 Arten, von denen aber nur zwei, *Rh. palmaeformis* n. nom. und *Rh. triquetra* GEMM. var. *Boeseana* n. nom. durch zahlreichere

Individuen vertreten sind. Die von ROTHPLETZ vorgeschlagene Gliederung der Gattung ließ sich nicht streng anwenden, da einerseits die Einreihung mancher Arten große Schwierigkeiten bietet, andererseits nahe verwandte Formen in verschiedene Abteilungen gefallen wären. Für *Rh. triquetra* und einige ihr nahestehende Typen wäre die Aufstellung einer besonderen Sippe innerhalb der Gruppe der Costatae am Platz. Außer mehreren neuen Varietäten wird auch eine neue Art begründet, die schon erwähnte *Rh. palmaeformis*.

3. *Terebratula*.

a) Untergattung *Pygope*. 3 Arten, darunter die sehr häufige *Terebratula Aspasia* mit 4 Varietäten.

b) Untergattung *Dictyothyris*. Ein einziges, in der Bestimmung etwas unsicheres Exemplar.

4. *Waldheimia*. Verhältnismäßig individuenarm, aber artenreich. Auch hier bereitet das Einteilungsschema von ROTHPLETZ und BÖSE in der Anwendung einige Schwierigkeit, wurde aber doch der Darstellung zugrunde gelegt.

a) Untergattung *Aulacothyris*. 2 Arten, darunter *Waldheimia Ballinensis* n. sp.

b) Untergattung *Antiptychina*. 1 Art.

c) Untergattung *Zeilleria*. 2 Arten, darunter *Waldheimia pseudo-oxygonia* n. sp.

II. Lamellibranchiata.

Sie spielen eine geringe Rolle und sind nur durch einige *Anisomyaria* vertreten.

1. *Diotis*. 1 Art.

2. *Posidonomya*. 2 Arten.

3. *Lima*. 1 Art.

4. *Pecten*. 1 Art.

III. Gastropoda.

Auch sie sind wenig bedeutend.

1. *Pleurotomaria*. 1 Art.

2. *Dilremaria*. 1 Art.

3. *Discohelix*. 1 Art.

4. *Neritopsis*. 1 Art.

IV. Cephalopoda.

Sie spielen in der untersuchten Fauna weitaus die Hauptrolle. Es gehören ihnen 114 unterscheidbare Formen an, die sich auf 73 Arten verteilen, von denen 55 vollkommen bestimmbar sind. Unter den Cephalopoden überwiegen wieder weitaus die Ammoniten und unter diesen ist die Gattung *Harporceras* s. l. am wichtigsten.

1. *Nautilus*. 1 Art.

2. *Phylloceras*. Die Gattung wird in 4 Abteilungen zerlegt. Nach einer alten, offenbar auf NEUMAYR zurückgehenden Gewohnheit, nennt auch HAAS diese Gruppen „Formenreihen“. Meines Wissens ist der auf jeden Fall sehr schwierige und umständliche Beweis dafür, daß wir es wirklich mit solchen zu tun haben, für die liassischen Phylloceren niemals ernstlich geführt worden.

Aller Wahrscheinlichkeit nach würde sich bei genauer Untersuchung herausstellen, daß die Untergattungen von *Phylloceras* durch ein gerade so kompliziertes und momentan noch unentwirrbares Gewebe von Artreihen aufgebaut und miteinander vielfach verknüpft sind, wie wohl fast alle unsere zusammenfassenden systematischen Einheiten.

a) Formenreihe des *Ph. Capitanei*. 1 Art, nämlich *Ph. Geyeri* BONAR. Aus drei angeführten Messungen scheint sich zu ergeben, daß die relative Umfangsbreite mit dem Alter zunimmt, ein Fall, der, soweit ich sehe, ganz vereinzelt wäre.

b) Formenreihe des *Ph. Partsi*. 3 Arten, darunter *Ph. anonymum* n. nom.

c) Formenreihe des *Ph. heterophyllum*. 6 Arten.

d) Formenreihe des *Ph. cylindricum*. 1 Art, nämlich *Ph. judicariense* n. sp. [Es möchte dem Ref. möglich scheinen, daß die Ähnlichkeit dieser Art mit *Ph. cylindricum* nur eine Konvergenzerscheinung ist, während die Spezies phylogenetisch vielleicht Arten aus der *Zetes*-Gruppe, wie *Phylloceras anatolicum* MEIST. oder *Ph. Bosarellii* BETT. nahestehen könnte.]

3. *Rhacophyllites*. 3 Arten, von denen zwei zur Untergattung *Meneghini-ceras* gehören.

4. *Lithoceras*. Die Gattung ist auffallend schwach vertreten.

a) Formenreihe des *L. fimbriatum*. Drei, z. T. ungenügend erkennbare Arten.

b) Formenreihe des *L. Philippsi*. 1 Art.

5. *Arietites*. Die morphologischen Merkmale einiger Ammoniten aus der Fauna von Ballino schließen sie an diese Gattung, die bisher meist für rein unterliassisch galt, an. Verf. akzeptiert die von HYATT gegebene Gliederung dieses großen Genus, trotzdem er deren Mängel und die Schwierigkeit ihrer Anwendung ausdrücklich hervorhebt. [Ref. glaubt in diesem Vorgang einen Fehler erblicken zu müssen. Es wäre nach seinem Dafürhalten besser gewesen, von einer Unterteilung der *Arietites*, die bei deren schwacher Vertretung in der untersuchten Fauna ja sicher kein Bedürfnis war, ganz abzusehen. HYATT'S System ruht auf reiner Spekulation, und zwar auf einer unserer Überzeugung nach schon in den Grundlagen verfehlten Spekulation, bedingt durch eine unrichtige Vorstellung von der Gestalt des Stammbaumes und der Bedeutung der systematischen Kategorien. Dazu kommt noch seine oft ganz unverständliche und nirgends durch Beweise gestützte Artfassung. Wir zweifeln deshalb nach eingehendem Studium, ob seine Einteilung der *Arietites*, trotzdem sie in der letzten Zeit einige Verbreitung gefunden hat, auch nur als brauchbare Vorarbeit für künftige systematische Untersuchungen betrachtet werden darf.]

a) Untergattung *Vermiceras*. 3 Arten.

b) Untergattung *Amioceras*. 4 Arten.

c) Untergattung *Coroniceras*. 1 Art, nämlich *Arietites Rosenbergi* n. sp. Das Auftreten eines sicheren Abkömmlings der unterliassischen *Coroniceras* in Ballino (Lias δ !) wäre ganz besonders merkwürdig, da dieses Subgenus sonst schon im Lias β äußerst selten ist.

6. *Acanthopleuroceras*. 2 Arten, von denen eine zu *Haugia*, die als Subgenus aufgefaßt wird, gehört.

7. *Harpoceras*. Die Fassung der Gattung ist die in den ZITTEL'schen „Grundzügen“ angewandte. Es ließen sich 8 Subgenera unterscheiden.

a) *Arietoceras*. 10 Arten. Der von SEGUENZA aufgestellte Name wird mit vollem Recht LEVI's Ausdruck „*Seguenciceras*“ vorgezogen und diese Auffassung treffend begründet. Die Abgrenzung sowohl gegen *Arietites* als gegen *Fucinoceras* ist künstlich.

b) *Fucinoceras*. 6 Arten, darunter *Harpoceras Meneghinianum* n. nom. Verf. gibt zunächst eine eingehende und interessante Darstellung der historischen Entwicklung des Begriffes „*Hildoceras*“. Es zeigt sich, daß derselbe im Lauf der Zeit eine ganz ungehörliche Ausdehnung angenommen hat. Nach Abtrennung der dem Typus der Untergattung — *Harpoceras bifrons* — nächstverwandten Formen und einiger anderer Gruppen, die sich bei schon bestehenden Untergattungen einreihen lassen, verbleibt ein ansehnlicher Rest von Formen, für welche das neue Subgenus *Fucinoceras* aufgestellt wird. Es sei gleich bemerkt, daß uns dieser Vorgang als durchaus berechtigt und als ein wirklicher wissenschaftlicher Fortschritt erscheint. Die Definition der neuen Untergattung lautet: „Meist weit genabelte Harpoceren mit schwach gewölbten Flanken, stumpfem, verhältnismäßig breitem Externteil, kräftigem, von Furchen oder doch von Bändern begleitetem Externkiel und derben, in aller Regel einfachen, wenig geschwungenen und meist etwas rückgreifenden Sichelrippen, die gegen die Wohnkammer hin an Stärke nicht abnehmen. Sutura verhältnismäßig wenig gezackt, doch reicher als bei *Arietoceras* und einfacher als bei *Grammoceras* und *Harpoceras* s. s. Mittlerer bis oberer Lias.“ Typus des neuen Subgenus ist *Harpoceras Lavinianum* MGH.

c) *Grammoceras*. 6 Arten, darunter *Harpoceras Vacekii* n. sp. Zu dieser Untergattung werden in Übereinstimmung mit ROSENBERG nur Formen mit zugeschärfter Externregion, ohne Furchen oder Bänder neben dem Kiel gestellt, wodurch die ursprüngliche Auffassung HYATT's gegenüber der von BUCKMAN versuchten Erweiterung wieder hergestellt erscheint. Hierher gehört auch *H. Bassanii* FUC., ausgezeichnet durch sehr starke und eigentümliche Veränderungen von Querschnitt und Skulptur im Laufe der Ontogenie.

d) *Harpoceras* s. s. 2 Arten. Die Untergattung entspricht nach BUCKMAN der Gruppe des *Ammonites falcifer* SOW. Sie ist in Ballino nur schwach vertreten.

e) *Harpoceratoides*. Die von BUCKMAN erst Ende 1909 aufgestellte Gattung (resp. Untergattung im Sinne des Autors) ist in Ballino durch eine geschlossene Gruppe von Formen ziemlich reichlich vertreten. Sie weist 6 Arten auf, darunter *Harpoceras Fucinianum* n. sp.

f) *Leioceras*. 1 Art.

g) *Pseudoleioceras*. 5 Arten, worunter *Harpoceras sublythense* n. sp. und *H. Ballinense* n. sp.

h) *Polyplectus*. 1 Art.

9. *Atractites*. Verf. weist darauf hin, daß der in der neueren Literatur allgemeine Gebrauch, die liassischen, hierher gehörigen Formen als *Atractites* zu bezeichnen, historisch nicht begründet ist und daß die Trennung zwischen *Aulacoceras* und *Atractites* überhaupt „weder besonders scharf, noch sehr ver-

wendbar“ ist. Außer *Atractites Indunensis* fallen unter diese Gattung eine größere Zahl nicht genau bestimmbarer Exemplare, sowohl Rostren als Phragmokone. Das ansehnliche Stück Tab. 6 Fig. 6 hätte Ref. übrigens ruhig als *A. orthoceropsis* angesprochen, obwohl er sich bewußt ist, daß wir es dabei einigermaßen mit einer Sammelart zu tun haben.

10. *Belemnites*. Eine einzige, durch ziemlich zahlreiche Exemplare vertretene, aber nicht spezifisch bestimmbare Form.

Schl u ß b e t r a c h t u n g e n .

1. Bemerkungen zur Systematik.

Die enge Artfassung der neueren Zeit ist historisch bedingt, aber auch berechtigt, sofern wir unter Arten deskriptive, nicht physiologische Einheiten verstehen. Der Wert einer subtilen Trennung der Spezies ergibt sich z. B. auch daraus, daß viele der sehr engen Arten, die FUCINI im Medolo unterschieden hat, im Ballino unverändert wieder erkannt wurden. Übrigens wurden viele neue Formen nur als Varietäten schon bekannter Spezies aufgefaßt oder bei ungünstiger Erhaltung mit „cf.“ an solche angeschlossen.

Ref. muß gegen die Ausführungen des Autors über das Artproblem nur in einer Hinsicht eine Einwendung erheben. An mehreren Stellen wird in denselben nämlich von einem Gegensatz zwischen paläontologischer Art und zoologischer Art gesprochen. Dem gegenüber kann nicht scharf genug betont werden, daß ein solcher Unterschied durchaus nicht besteht. Wie z. B. aus den überzeugenden Darlegungen von ROMANES in seinem interessanten Buch „DARWIN und nach DARWIN“ (übrigens auch aus DEPÉRET's eigenen Ausführungen) unzweifelhaft hervorgeht, ist die weitaus überwiegende Mehrzahl rezenter Arten ebenso wie die fossilen vom rein deskriptiven Gesichtspunkt aus aufgestellt. Die lebenden Spezies, deren physiologische Abgrenzung wirklich genau untersucht ist, ließen sich beinahe an den Fingern herzählen. Anderseits scheint HAAS darin mit mir übereinzustimmen, daß in besonders günstigen Fällen eine ähnliche Untersuchung auch an fossilem Material möglich wäre. (Ich glaube, daß variationsstatistische Studien in dieser Hinsicht vielleicht überraschende Erfolge bringen könnten.) Es ist also ganz und gar unbegründet, den Unterschied zwischen deskriptiver und physiologischer Art dem zwischen paläontologischer und zoologischer gleichzusetzen.

Ein ähnliches Bestreben nach immer engerer Fassung, wie bei den Arten, zeigt sich auch bei den Gattungen. Außerdem besteht hier ein Gegensatz zwischen einer deutsch-österreichischen und einer englisch-amerikanischen Schule, deren erstere hauptsächlich durch WAAGEN, die letztere durch HYATT begründet wurde. HYATT's erste Veröffentlichungen in dieser Angelegenheit sind übrigens älter als die WAAGEN's. Gegenwärtig ist das Bedürfnis nach Unterteilung der großen Gattungen wohl unabweisbar. Die kleineren Gruppen werden meist noch als Subgenera angeführt, worin Verf. aber nur ein Übergangsstadium erblickt. Er selbst hat in der vorliegenden Arbeit diese Form trinärer Nomenklatur noch beibehalten, einerseits deshalb, weil die Auflösung mancher großer Genera noch nicht befriedigend durchgeführt ist, andererseits, weil viele der neuen Gattungsnamen noch nicht allgemein bekannt sind.

2. Paläontologische Ergebnisse: das Gesamtbild der Fauna von Ballino.

Die Fauna von Ballino ist, wie wir schon gesehen haben, eine echte Ammonitenfauna. In ziemlichem Abstand hinter den Ammoniten folgen an Bedeutung die Brachiopoden. Diese Art der Vergesellschaftung ist im mediterranen Lias ziemlich selten. Recht ähnlich verhält sich jedoch der Mittelias des Schafberges.

Die näheren Ausführungen des Verf.'s über die einzelnen Gattungen glaube ich hier übergehen zu können. Nur einige Punkte seien kurz hervorgehoben.

Die Arietiten der untersuchten Fauna schließen sich den Harpoceren enge an und werden auch zusammen mit ihnen besprochen. Bei den Harpoceren ist nicht nur die Individuenmenge, sondern vor allem auch die Formenmannigfaltigkeit eine außerordentlich große. Sehr primitive und hoch spezialisierte Typen kommen nebeneinander vor und sind durch viele Übergänge nahe miteinander verbunden. Die Gruppierung der Formenkreise wird zunächst vom rein morphologischen Standpunkt aus untersucht. Da die ganze Fauna als gleichzeitig zu betrachten ist, kann man ja nicht annehmen, daß die in Ballino vorliegenden Arten direkt voneinander abstammen. Trotzdem lassen sich aber wichtige phylogenetische Resultate gewinnen, wenn wir die primitiv gebliebenen und die rasch weiter entwickelten Formen der einzelnen Stämme miteinander in Verbindung setzen. Die Art, in der sich die einzelnen Untergattungen aneinander schließen, entspricht dabei ganz der allgemeinen Entwicklungsrichtung der Harpoceren.

[Hier möchte Ref. eine kurze Bemerkung einschalten: Es scheint ihm auf Grund genauer Untersuchung einiger Ammonitengruppen recht wahrscheinlich, daß die phylogenetische Entwicklung häufig so rasch erfolgt, daß Vorfahren und Nachkommen bei der gewöhnlich geübten Sammelpraxis als geologisch gleichzeitig erscheinen. Die von NEUMAYR und WAAGEN studierten Formenreihen dürften vielleicht nicht den normalen Typus der Umbildung von Cephalopodenstämmen darstellen, sondern eine abnorm langsame und dabei lang andauernde Art der Transformation vertreten.]

Während die Arietiten von Ballino als Nachzügler aus einer älteren Zeit erscheinen, zeigen umgekehrt die spezialisierten Harpoceren ein verfrühtes Auftreten gegenüber den mitteleuropäischen Faunen, wie es übrigens ähnlich auch im Međolo zu bemerken ist. Das plötzliche Erscheinen zahlreicher neuer Harpoceren im mitteleuropäischen Oberlias erweist sich so immer mehr als eine Einwanderung von in der südalpin-apenninischen Region entstandenen Formen.

Der Anschluß der Harpoceren an die Arieten vollzieht sich an drei verschiedenen Punkten durch die engen Zusammenhänge zwischen folgenden Artpaaren:

Vermiceras fontanellense — *Arietoceras velox*.

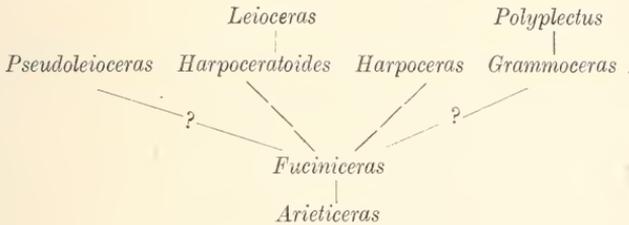
Arnioceras ceratilloides var. *paucicosta* — *Arietoceras Del Campanai*.

Coroniceras Rosenbergi — *Arietoceras retrorsicosta*.

Die Weiterentwicklung der Formen in dem hier angedeuteten Sinn spricht sich sowohl in der Lobenlinie als in der Skulptur und Umgangsform, und zwar in jeder Reihe in etwas verschiedener Weise aus.

An dieser Stelle zeigt sich erst recht die Schwierigkeit, welche durch die Annahme der unserer Überzeugung nach verfehlten HYATT'schen Systematik der Arietiten erwächst. Verf. ist sich vielleicht nicht ganz darüber klar gewesen, daß seine Darstellung gemäß einem wohl allgemein angenommenen Prinzip die Auflösung der Untergattung *Arieticeras* und die Zerlegung dieser so wohl geschlossenen Formengruppe in drei selbständige Subgenera nach sich ziehen müßte. Ich bezweifle nicht die Existenz einer größeren Zahl von Stammreihen, welche von *Arietites* zu *Arieticeras* führen. Es scheint mir aber durch nichts bewiesen, daß wir es dabei mit einer konvergenten und nicht bloß mit einer parallelen Entwicklung zu tun haben. Wahrscheinlich würde sich bei genauer Durcharbeitung aller Arten von *Arietites* ergeben, daß die verschiedenen Stammformen von *Arieticeras* einander recht nahe stehen und keineswegs durch Merkmale von subgenerischem Wert voneinander getrennt sind. Damit entfällt offenbar auch die Notwendigkeit einer Auflösung der Untergattung *Arieticeras*.

Die Zusammenhänge innerhalb der Gattung *Harpoceras* wären nach HAAS die folgenden:



Verf. hat es zwar wahrscheinlich mit Absicht vermieden, seiner Darstellung die apodiktische Form eines Stammbaumes zu geben. Im Referat konnte aber wegen der notwendigen Kürze diese Art der Wiedergabe nicht umgangen werden.

3. Vergleich mit anderen Faunen. Stratigraphische Ergebnisse.

Unter den Ammoniten von Ballino findet sich kein einziges eigentliches Zonenleitfossil. Die wenigen Typen, die Beziehungen zu mitteleuropäischen Formen aufweisen, knüpfen an verschiedene Liasniveaus von α bis ζ an. Viel erfolgreicher ist ein Vergleich mit südalpin-apenninischen Faunen. Es ergibt sich, daß 89% der nicht neuen Ammonitenformen von Ballino auch anderwärts schon im Mittelias bekannt sind. 67% gehören ausschließlich dem Mittelias an. Diese Zahlen sind unter der Voraussetzung gewonnen, daß die obere Fauna von Rossano in Kalabrien und die von Taormina in Sizilien, wie ursprünglich angenommen wurde, dem Oberlias angehören. Dies dürfte sich aber wohl nicht bewahrheiten. Entsprechen sie dem Mittelias, so erhöht sich die Zahl der rein mittelliassischen Ammoniten von Ballino auf 80%, die der über

haupt im Mittelias vorkommenden auf 90%. Unter den nicht mittelliassischen Arten gibt es ungefähr gleich viele unter- und oberliassische.

74% aller überhaupt vergleichbaren Formen zeigen Beziehungen zum lombardischen Domeriano. Wir haben es demnach sicher mit Lias δ zu tun.

Dabei weist die Ablagerung von Ballino aber doch sowohl fazielle als faunistische Unterschiede gegenüber dem eigentlichen Medolo auf. In letzterer Hinsicht wäre besonders die große Verschiedenheit in der Zahl und Art der Brachiopoden hervorzuheben, ebenso das Fehlen von *Amaltheus* und *Aegoceras* s. l. und das starke Zurücktreten der Lytoceren und Coeloceren in Ballino. Die von HAAS studierten Ammoniten erreichen auch eine bedeutendere Größe als die im Medolo. Verf. gelangt zu der — wie es uns scheint, begründeten — Vermutung, daß letztere Ablagerung einer größeren Meerestiefe entspricht als der Kalk von Ballino.

Die stratigraphische Untersuchung der Bivalven und Gastropoden, die keine wesentlichen Ergebnisse fördert, übergehe ich und wende mich gleich den Brachiopoden zu. Von den 32 Formen, durch die sie vertreten sind, ist keine einzige aus Mitteleuropa bekannt. 25 Arten von 31 schon beschriebenen gehören ausschließlich dem mediterranen Mittelias an. Eine nähere Prüfung ergibt auch für die Brachiopoden die nächsten Beziehungen zum oberen Mittelias (Lias δ).

Anschließend liefert der Autor eine kritische Erörterung des Begriffes „*Aspasia*-Schichten“, aus der sich dessen Unhaltbarkeit ergibt. Der Ausdruck „*Aspasia*-Schichten von Ballino“ wird aus diesem allgemeinen und noch aus spezielleren Gründen abgelehnt.

Mit den grauen Kalken von Südtirol besteht faunistisch nicht die geringste Ähnlichkeit. Es ist nicht eine einzige Art gemeinsam und auch der Gesamtcharakter der Fauna ist durchaus verschieden. Da die grauen Kalke wenigstens teilweise auch dem Domeriano angehören, stellt sich der Unterschied als ein Faziesunterschied heraus, was in Anbetracht des echt litoralen Charakters der grauen Kalke durchaus verständlich ist. Es erscheint aber als möglich, daß die Schichten von Ballino eine Art Verbindungsglied zwischen den typischen grauen Kalken und dem Medolo darstellen.

Ich habe in die vorstehende Inhaltsangabe wiederholt Einwendungen und kritische Bemerkungen eingeflochten. Um so mehr freut es mich, zum Schlusse aussprechen zu können, daß die referierte Publikation zweifellos eine ganz ausgezeichnete paläontologische Arbeit ist. Alle Erörterungen erscheinen wohl durchdacht und äußerst gründlich. Ein besonderer Vorzug liegt in dem überall hervortretenden Bestreben nach vollständiger Klarheit der Begriffe. Fast jeder Beschreibung einer Art sind äußerst eingehende Vergleichen und Studien über die Abgrenzung gegen verwandte Formen beigefügt und in dieser Hinsicht stellt die „Fauna von Ballino“ (ähnlich etwa wie WÄHNER'S „tiefere Zonen des unteren Lias“) eine wahre Fundgrube dar.

Von spezielleren Resultaten, die mir besonders wertvoll erscheinen, möchte ich nur einige hervorheben:

Der ausführliche Nachweis des Auftretens echter Arietiten im Mittel-

lias, nachdem GEYER's hierauf gerichtete Darstellung offenbar nicht durchgedrungen war;

die Beiträge zur Systematik der Gattung *Harpoceras* und besonders die Aufstellung des Subgenus *Fucinicerus*, durch die einer wirklichen Kalamität abgeholfen wird;

die Schilderung des polyphyletischen Zusammenhanges zwischen *Arietites* und *Harpoceras* etc.

Auch die der Arbeit beigegebenen Tafeln, von denen eine nur Lobenlinien enthält, sind sehr sorgfältig ausgeführt. Die Abbildungen der Brachiopoden scheinen mir die wiederholt gemachte Erfahrung zu bestätigen, daß für die Wiedergabe solcher kleiner, fein skulpturierter Objekte die Zeichnung der Photographie auch heute noch überlegen ist.

J. v. Pia.

Kreideformation.

R. Jäger: Einige neue Fossilfunde im Flysch des Wienerwaldes. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1913. 121—123.)

Am Bisamberg, doch auch am rechten Donauufer in einem Zuge von Nußdorf—Kahlenbergerdorf über Sievering und Neuwaldegg nach Südwesten, ferner auf beiden Seiten des Weidlingbaches (Sauberg etc.) wurden verschiedene Fossilreste gefunden, wie Bryozoen, Fischzähne, Seeigelstacheln, Mollusken und Foraminiferen. Diese letzteren sind von sehr großem Interesse, da nebst wenig bezeichnenden Formen wie Nodosarien und Cristellarien häufig auch Orbitoiden vorkommen, und zwar durchwegs obercretacische Typen, wie sie für die Maastrichter Kreide bezeichnend sind.

Der Gesteinscharakter der diese Kreideorbitoiden einschließenden Schichten ähnelt demjenigen der eocänen Nummulitenschichten sehr, woraus es sich auch erklärt, daß ohne Berücksichtigung dieser Mikrofossilien der Wienerwaldflysch so vielfach verkannt wurde.

Kreideorbitoiden wurden auch in den für eocän gehaltenen Wolfpassinger Schichten gefunden.

R. J. Schubert. •

Tertiärformation.

P. L. Prever: La Fauna a Nummuliti e ad Orbitoidi dei terreni terziarii dell' alta Valle dell' Aniene. (Mem. deser. Carta geol. Italia. 5. (2.) Roma 1912. I—XII, 1—258. 14 Taf.)

Auf eine kurze Einleitung, in welcher auf die Bedeutung besonders der Nummuliten und Orbitoiden hingewiesen wird, folgt eine Übersicht über die chronologische Verbreitung dieser Foraminiferen im Tertiär und in der Oberkreide Italiens. Hier glaubt er auf Grund dieser Formen folgende Gliederung feststellen zu können:

1. Oberkreide (Turon, Senon, Danien): *Lepidocyclus gensacica, socialis, media, apiculata*.
2. Suessonien: *Bruguierea Capederi, Taramellii, Heilprini, Paronaea irregularis, Prattii*.
3. Unteres Lutetien: *Gümbelia perforata, Paronaea complanata, discorbina gizehensis, Laharpeia Puschi, tuberculata, Mollii*.
4. Mittleres Lutetien: *Assilina exponens, spira, canalifera, Laharpeia tuberculata, Brongniarti, Dalpiazii*.
5. Oberes Lutetien: *Paronaea complanata, atacia, rotularia, crispa, venosa*.
6. Bartonien: *Laharpeia gassinensis, Paronaea mioccontorta, contorta, Orbignyi, Bruguierea Fabianii*.
7. Sannoisien (Tongrien) und Rupelien (Stampien): *Paronaea vasca, Bouillei, Bruguierea intermedia, Fichteli*.
8. Aquitanien: *Lepidocyclus dilatata, Mantelli, elephantina*.
9. Langhien: *Miogypsina Dervieuxi, irregularis, Lepidocyclus marginata, Tournoueri*.
10. Helvetien: *Miogypsina irregularis* var.

Ob diese Aufeinanderfolge für Italien konstant ist, muß wohl noch weiteren Forschungen festzustellen vorbehalten bleiben; im nordalpinen Eocän wie auch in demjenigen der österreichischen Küstenländer ist eine solche detaillierte Gliederung nicht möglich, wenigstens was das Lutetien anbetrifft, doch auch bezüglich jüngerer Schichten konnte vom Ref. das Vorkommen von *Lepidocyclus dilatata* in Schichten mit kleinen Lepidocyclinen und Miogypsinen (Briše in Krain) beobachtet werden.

Ein weiterer Abschnitt enthält ein Verzeichnis von 65 fossilführenden Lokalitäten samt paläontologischer Charakterisierung der Horizonte, die dort unterschieden werden konnten. Dabei fällt die große Einförmigkeit der Faunen der einzelnen Lokalitäten auf, auch die Häufigkeit von *Nummulites discorbina* und der Assilinen, das Fehlen großer Paronaeen etc.

Ein beträchtlicher Teil der umfangreichen Arbeit ist der Besprechung der Arten gewidmet, wobei nicht nur die beiden erwähnten wichtigsten Gruppen einbezogen wurden, sondern auch andere Gattungen, wie *Calcarina, Patellina, Siderolites, Amphistegina, Operculina, Heterostegina, Cycloclypeus, Linderina* und *Omphalocyclus*.

Die ursprünglich als Untergattungsnamen gebrauchten Namen *Bruguierea, Laharpeia, Gümbelia* und *Paronaea* werden hier als Gattungsnamen bezeichnet, was einige Bedenken erweckt, da ja eine Unterteilung von *Nummulites* in die erwähnten 4 Gruppen eigentlich nicht einer natürlichen Systematik entspricht. Neu beschrieben wird unter den Nummuliten *Laharpeia Rosae* und *sub-Rosae*. Die erstere soll der *Bruguierea Virgilei* in gewisser Beziehung ähneln, aber ein dickeres Spirallblatt und eine größere Anzahl von Umgängen besitzen, auch „gekörnelt“ sein. *Sub-Rosae* soll der *Bruguierea sub-Ficheuri* ähneln, sich aber durch eine stärkere Entwicklung der Septen und einen spitzeren Winkel auch Vorhandensein der Körnelung unterscheiden. Abgebildet sind diese beiden Typen nicht, was bei der überaus großen Anzahl der sonst dieser Arbeit bei-

gegebenen Abbildungen auffällt und trotz sonstiger eingehender Beschreibung dieser Formen kein Urteil über dieselben erlaubt. Sie scheinen mit *Nummulites Defrancei* ARCH. sehr nahe verwandt, wenn nicht identisch zu sein.

Sonst werden als neu beschrieben: eine *Linderina* ? *Baldacii*, *Ortho-phragmina Isseli* (auf einen Teil der von GÜMBEL und SCHLUMBERGER zu *dispansa* und *nummulitica* bezogenen Formen); „*Lepidocyelina*“ *Cremai*, ein obercretacischer Orbitoid von fast kugeligter Gestalt und mit dicken Lateralwandungen, und *L. Mortoni*, die weniger leicht kenntlich ist und z. T. zu *L. Mantelli* und z. T. zu *Raulini* gestellt wurde.

Im Jahre 1902 veröffentlichte Verf. eine größere Arbeit über die Nummuliten des Apenninenfjysch (s. Ref.), in der eine große Zahl neuer Arten aufgestellt wurde. Es waren meist prächtige Mikrophotographien, auf welche die Arten gegründet wurden, ohne daß jedoch in vielen Fällen eine Klarheit möglich gewesen wäre. In dieser Arbeit zieht nun Verf. selbst eine Anzahl seiner damals (1902) aufgestellten Arten zu bereits bekannten oder zieht mehrere zusammen, und zwar folgende: *Bruguieria elegans* Sow. zu *B. Capederi*, *Paronaea eocenica* zu *P. Fichouri*, *Laharpeia „Defrancei“* zu *tuberculata* (= *laevigata*), *L. basilisca*, *subitalica* und *sub-Defrancei* zu *Lamarcki*, auch *Laharpeia Sub-Dalpiazi* PREYER 1908 zu *L. Bennoisti*, *Gümbelia „Roualti“* zu *G. Meneghini*, *Gümbelia Douvillei* und *Gentilei* zu *Paronai* (die anscheinend identisch ist mit *Partsch* DE LA HARPE), *sub-Douvillei* und *sub-Gentilei* zu *Sub-Paronai*, „*Hantkenia*“ *Tchihatcheffi* und *Borelloi* zu *latispira*, „*Hantkenia*“ *Ramondi* und *Marianii* werden als *Paronaea rotularia* DESH. bezeichnet, *sub-Marianii* und *Rzehaki* werden zu *Sub-Ramondi* gezogen, „*Hantkenia*“ *Tellini* zu *Beaumonti* wie *sub-Tellini* zu *sub-Beaumonti*, „*Hantkenia*“ *sub-Fornasini* und *sub-Beaumonti* zu *sub-discorbina* etc. Es ist bei all diesem Wirrwarr nur noch gut, daß Verf. wenigstens selbst hier möglichst zu säubern bestrebt ist.

R. J. Schubert.

A. Rzehak: Das Alter des subbeskidischen Tertiärs. (Zeitschr. d. mähr. Landesmus. 13. Brünn. 1913. 235—254.)

Die am Nordrande der Beskiden in verschiedenen Tiefbohrungen angetroffenen Tertiärschichten, über welche vor kurzem PETRASCHECK eine längere Mitteilung machte, wurden von TH. FUCHS auf Grund ihrer Fossilreste für miocän gehalten. Verf. erbat sich nun diese Fossilreste behufs nochmaliger Durchsicht und stellt zunächst fest, daß der Gesteinscharakter entschieden mehr für Alt- als für Jungtertiär spricht. Der Erhaltungszustand der in den Bohrkernen gefundenen Fossilien sei fast durchwegs schlecht, doch spreche kein einziger der im subbeskidischen Tertiär aufgefundenen Fossilreste gegen eine Deutung dieser Mergel als Alttertiär.

Bisher noch nicht in Betracht gezogen waren die Foraminiferen, die Verf. nun genau untersuchte und einer eingehenden Würdigung unterzieht. Es werden 43 Arten besprochen, von denen aber nur *Lagena striata*, *Cristellaria rotulata*, *Bolivina Beyrichi*, *Uvigerina pygmaea*, *Tritaxia minuta*, *Gaudryina siphonella*, *Trochammina tenuissima*, *Spiroloculina tenuis*, *Sphaeroidina bulloides*,

Globigerina bulloides und *triloba*, *Truncatulina ungeriana*, *Dutemplei* und *lobatula*, *Pulvinulina elegans*, *Rotalia Soldanii* und *Nonionina umbilicatula* var. *Soldanii* spezifisch bestimmt werden konnten, da der Erhaltungszustand auch dieser Mikrofauna viel zu wünschen übrig läßt.

Verf. bemerkt zusammenfassend, daß der Gesamtcharakter dieser Foraminiferenfauna keineswegs der einer typischen Miocänfauna ist, wozu jedoch bemerkt sein mag, daß auch unter den sicher miocänen Foraminiferenfaunen z. B. der Umgebung von Olmütz ganz eigenartige, von der typischen Tegelfauna abweichende Faunen vorkommen und daß die im vorstehenden mitgeteilten spezifisch bestimmten Formen recht gut aus einer mediterran-miocänen Ablagerung stammen könnten.

Verf. möchte sich, allerdings ohne seine Ansicht jemandem aufdrängen oder auch nur genügend fest begründet hinstellen zu wollen, für die Auffassung der fraglichen Schichten als Alttertiär aussprechen und schließt seine Ausführungen mit Hinweisen auf die Schwierigkeiten, welche sich genaueren stratigraphischen Fixierungen gewisser niederösterreichisch-mährischer Tertiärschichten entgegenstellen.

R. J. Schubert.

R. J. Schubert: Über mitteleocäne Nummulitenfaunen aus dem mährischen und niederösterreichischen Flysch. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1913. 123—128.)

Während bis in die neueste Zeit aus dem südmährischen Flysch und besonders aus den sogen. oberen Hieroglyphenschichten PAUL's Nummuliten so gut wie nicht bekannt waren, konnten vom Verf. gelegentlich der geologischen Neuaufnahme des Blattes Ung.-Hradisch—Ung.-Brod an vielen Orten Nummuliten und Orbitoiden gefunden werden.

In der vorliegenden Arbeit werden besonders die Faunen dreier Lokalitäten beschrieben: von Silimau (*Nummulites Murchisoni*, *distans*, *perforata*, *atacica*, Orthophragminen), Brzezuwek (*N. Partschii*, *distans*) und Tjeschau (*N. Bennoisti*, *distans*, *Partschii*, *italica*, *perforata*, *Assilina spira*, auch Orthophragminen). Alle diese Nummuliten lassen das mitteleocäne Alter der sie einschließenden Sedimente erkennen, was um so bemerkenswerter ist, als diese Flyschbildungen zumeist für jünger, obereocän oder oligocän, gedeutet wurden.

Es sind dies übrigens dieselben Faunen, die aus dem Kressenberger, Salzburger und oberösterreichischen Eocän, auch z. T. vom Waschberg seit langem bekannt sind. Dort sind sie allerdings auffälliger, da die großen geschlechtlichen Generationen überwiegen, während in den Flyschsandsteinen die unansehnlichen kleinen ungeschlechtlichen Generationen derselben Arten z. T. ausschließlich vorkommen oder doch überwiegen, eine Erscheinung, die offenbar mit der Kalkarmut der Flyschsandsteingebiete zusammenhängt, welche der üppigen Entfaltung der kalkbedürftigen großen geschlechtlichen Generationen hinderlich war.

Aus diesen Funden ergibt sich eine Altersgleichheit großer nordalpin-karpathischer Flyschkomplexe mit den mitteleocänen Nummulitenkalken der

Adrialänder. Es ist wohl ferner sicher kein Zufall, daß diese letzteren in Verbindung mit obercretacischen Kalken stehen, während im Bereiche des nord-alpinen mitteleocänen Nummulitenflysches auch die Oberkreide in Flyschfazies entwickelt ist.

R. J. Schubert.

R. J. Schubert: Zur miocänen Foraminiferenfauna der Umgebung von Olmütz. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1913. 142—152.)

Von 10 Lokalitäten der Umgebung von Olmütz (Neugasse, Neuhof, Nebotein, Topolan, Hrzeptschein, Lhota, Groß- und Klein-Latein, Hluchow und Waischowitz) werden im ganzen 81 Foraminiferenformen beschrieben, die zum größten Teile aus neuen Bohrungen und Brunnengrabungen stammen.

Außer den typischen Tegel- und Seichtwasserfaunen werden auch einige eigenartige miocäne Foraminiferenfaunen besprochen, die insofern von größerem Interesse sind, als sie z. T. leicht für alttertiär gehalten werden (Neuhof) oder vielleicht sarmatisch (Hluchow) sein könnten.

R. J. Schubert.

R. J. Schubert: Beitrag zur fossilen Foraminiferenfauna von Celebes. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1913. 127—150. Taf. VIII.)

Auf eine kurze Einleitung folgt die mikrofaunistische Besprechung von 104 durch Obergeringieur M. KOPERBERG (Utrecht) im nördlichen und zentralen Celebes gesammelten Gesteinsproben.

Als älteste Gesteine unter diesen wird eine Serie von Globigerinenkalken betrachtet, die in inniger Verbindung mit Radiolariten vorkommen. Die darin enthaltenen Formen wurden zwar (z. T. auch wegen des Erhaltungszustandes) nicht spezifisch bestimmt, doch läßt das Fehlen sowohl der bezeichnenden obercretacischen wie neogener Formen, unter Berücksichtigung der Tatsache, daß auf Celebes wie im indo-australischen Archipel überhaupt das Alttertiär in Seichtwasserentwicklung nachgewiesen ist, ein jurassisches Alter dieser Globigerinen- und Radiolariengesteine als am wahrscheinlichsten annehmen.

Durch bezeichnende kleine Lepidocyclinen (Nephrolepidinen) und Miogypsinen sind ferner in der Umgebung von Totok (Minahassa) altmiocäne Korallen- (und überhaupt Küsten-) Kalke nachgewiesen, in denen auch reichlich andere Foraminiferen vorhanden sind.

In einer größeren Anzahl von Korallenkalken fehlen solch ältere Typen völlig, während lediglich ganz junge Formen massenhaft verbreitet sind. Eine nähere Bezeichnung derselben als jungpliocän oder quartär ist lediglich auf Grund der mikrofaunistischen Untersuchung nicht möglich. In manchen dieser Küstensedimente sind lokal auch reichlich Planktonforaminiferen (Globigerinen, Sphaeroidinen und Pullenien) vorhanden, die sogar bisweilen derart angehäuft sind, daß sie Tiefensedimente vortäuschen könnten, wenn nicht die Untersuchung mehrerer Schiffe Klarheit gäbe.

Auch in Tuffgesteinen sind von Foraminiferen bisweilen lediglich kleine Globigerinen enthalten, während die darin vielfach enthaltenen *Lithothamnium*-Fetzen gleichfalls gegen einen Absatz derselben in größeren Tiefen sprechen.

Ein dichter, offenbar ganz junger Kalk der Possogegend enthält fast nur die zierliche *Discorbina tubero-capitata* CHAPMAN.

Unter Berücksichtigung der sonst bisher über Celebes bekannten geologischen Tatsachen ergibt sich nun auf Grund der mikrofaunistischen Studien für die geologische Geschichte dieser Insel das Bestehen von weiten Meeresflächen im Mesozoicum (Jura), Strandbildungen im Mittel- und Obereocän, Oligocän und Altmiocän, auch im Quartär, während eine jungtertiäre Tiefsee hier bisher nicht nachweisbar ist.

Im paläontologischen Abschnitt werden die Lepidocyclinen, Miogypsinen, Amphisteginen und Heterosteginen (ev. *Cycloclypeus*) besprochen, ferner das besonders in den jungen Korallenkalen so weitverbreitete (doch auch schon im Burdigalien nachgewiesene) *Polytrema planum* CARTER, *Discorbina tubero-capitata* CHAPM. und reich skulpturierte Rotalien, die auf *Rotalia schroeteriana* und *R. annectens* var. *concinna* bezogen werden. **R. J. Schubert.**

A. Silvestri: Sulla struttura di una *Cristellaria pliocenica*. (Mem. Pont. Acc. Rom. N. L. **30**. 213—224. 12 Textfig.)

Vor kurzem beschrieb C. FORNASINI eine *Cristellaria* aus dem Pliocän von Siena als *Cr. galca*, die schon vom Ref. als zu *Cr. cassis* gehörig angesprochen wurde. Verf. zieht diese Form nun auch zu *Cr. cassis*, indem er sie nur als var. *galca* derselben gelten läßt. Gleichzeitig beschreibt er zwei andere neue Abarten der *Cr. cassis*: var. *Soldanii* mit einer geringeren Kammerzahl und var. *cassis*. Diese letztere hatte er 1890 als Varietät von *Cr. cultrata* beschrieben, seither aber deren Zugehörigkeit zu *Cr. cassis* erkannt, so daß nun die sonderbare Bezeichnung *Cr. cassis* var. *cassis* resultiert.

Anknüpfend an diese Studie werden verschiedene Angaben über die Struktur dieser Formen gebracht und Verf. meint, man sollte auch auf das Studium der keineswegs einheitlichen Gattung *Cristellaria* die gleiche Bestimmungsmethode anwenden wie auf das der Nummulitiden; es sei dann vielleicht möglich, daß auch diese Foraminiferen Leitfossilien für das Tertiär darstellen könnten. **R. J. Schubert.**

E. de Boury: Description de Scalidae nouveaux ou peu connus. (Journ. de Conchyliologie. **60**. 3. 169. 1913.)

An fossilen Arten werden besprochen, resp. als neu beschrieben und abgebildet: *S. pumicea* BROCC., *S. Levesquei* DE BOURY, *S. undatella* v. KOENEN, *S. Sandbergeri* DESH. **von Koenen.**

Jules Bergeron: Sur l'origine des grès de Fontainebleau. (Compte rendu Séances Soc. géol. de France. 2 Juin. 1913. No. 11. 191.)

Bei Ormesson bei Nemours liegt er mit unregelmäßiger Oberfläche unter dem Kalk von Beauce, von diesem durch Sand getrennt, und wird mürbe und reich an Kalk in der Nähe einer Einsenkung, in welcher der Calcaire de Beauce liegt. Dieser ist zerklüftet, körnig, porös in seinem unteren Teile und liegt auf sehr dünnem, sandigem Kalk; aus diesem könnte Kalk und Kieselsäure dem lockeren Sand als Bindemittel zugeführt sein. **von Koenen.**

J. Blayac: Sur la présence de *Nummulites intermedius* D'ARCH. à la base de la molasse de l'Agenais, au Grozet près Casteljaloux (Lot-et-Garonne). (Compt. rend. Somm. Soc. Géol. de France. 19 Juin 1913. 126.)

Sandstein an der Basis der harten Molasse des Agenais ist ganz voll von *Nummulites intermedius* und ist daher marinen Ursprungs; er ist seitlicher Vertreter des Calcaire à Astéries, wie schon TOURNOUER zeigte.

von Koenen.

J. Cornet: Sur quelques affleurements de l'Yprésien à Mons et dans les environs. (Ann. Soc. géol. de Belgique. 40. Séance. 14 Mars 1913. 258.)

In einer kleinen Sandgrube bei Mons sind zwei Lagen mit *Nummulites planulatus* sichtbar, über der unteren 5 mm Ton; sie liegen jedenfalls höher als die fossilarmen Sandgruben der Nachbarschaft, in denen 1 m Ton eingelagert ist. Darunter folgen erst die Tone des unteren Yprésien.

von Koenen.

M. Leriche: Sur l'âge des Sables de Moll. (Bull. Soc. belge de Géologie. Proc.-verb. Séance. 20 Mai 1913. 27.)

Die Sande von Moll, reine, weiße, fossilarme Quarzsande, zuweilen mit kleinen Tonlinsen und Geröllen kieseliger Gesteine, haben in neuester Zeit ein Knochenstück eines großen Säugetieres und ein Stengelstück von *Milleriacrinus* cf. *regularis* D'ORB. geliefert und sind vergleichbar dem Kieseloolithschotter. Dieser liegt über den marinen, mittelpliocänen Scaldisien und scheint einer großen ehemaligen Deltabildung der Maas und des Rheins zu entsprechen. Dieselbe Ansicht hat auch RUTOT ausgesprochen.

von Koenen.

Wilhelm Wenz: Die Arten der Gattung *Hydrobia* des Mainzer Beckens. (Nachrichtsbl. d. deutsch. Malakozool. Ges. 1913. 2 u. 3.)

Nach Besprechung der Arbeiten und Abbildungen von SANDBERGER, LUDWIG, BOETTGER und DOLLFUS werden die einzelnen Arten des Mainzer

gg*

Beckens und ihre z. T. ziemlich zahlreichen Mutationen genauer beschrieben und auf 3 Tafeln abgebildet. *Hydrobia aturensis* SDBG. (non NOULET) wird *H. Dollfusi* benannt.

von Koenen.

Ludwig v. Ammon: Bayrische Braunkohlen und ihre Verwertung. (Bericht an das Staatsministerium. München 1911.)

Nach Besprechung der Kohlen und ihrer Verwertung wird ihr Vorkommen näher geschildert, und zwar A. in Oberbayern, B. in Niederbayern, C. in Unterfranken (und Schwaben), D. in der Oberpfalz. Dann folgen Ergänzungen zu Einzelschilderungen, eine Liste der verliehenen Braunkohlenfelder und Angaben über die Verwendung der Braunkohlen. Nur die wenigsten Kohlengruben sind noch in Betrieb, doch finden sich zahlreiche Angaben über frühere Betriebe neben solchen über die jetzigen, so über die Vorkommen von Bischofsheim (Rhön), Dettingen a. M., Irsee bei Kaufbeuren, Schwarzenfeld, Regensburg, Haidhof, Klardorf-Wonkersdorf. Die meisten Vorkommen gehören dem jüngeren Tertiär an, die von Wasserberg dem Diluvium. Es werden auch Analysen der Kohlen und der z. T. mitgewonnenen Tone mitgeteilt und durch Abbildungen und Karten das Ganze anschaulich gemacht.

von Koenen.

K. Keilhack: Die geologischen Verhältnisse des Niederlausitzer Braunkohlengebietes mit besonderer Berücksichtigung der Felder der Ilse B.-A. in Grube Ilse. Grube Ilse 1913.

In der Niederlausitz liegen nördlich von Senftenberg—Liebenwerda auf den älteren Formationen bis zu 200 m Tertiärschichten und dann älterer und jüngerer Geschiebelehm, durch Sand und Kies getrennt. Das Tertiärgebirge beginnt mit marinem Oberoligocän, welches bei Kottbus, Drebkau, Dahlen und Schlieben erhoben worden ist, aber nicht mehr unter den Braunkohlenbildungen. Diese beginnen mit meist grauen bis dunkelbraunen Quarzsanden, welche, bis zu 80 m mächtig, vielfach weiße Glimmerblättchen enthalten sowie Streifen oder Bänke von fetten oder sandigen, dunklen Tönen und in einem Bohrloch fast 50 m weißen Sand mit feinen Kaolinkörnchen oder ohne solche als Glassande. Darüber folgt das Unterflöz, welches sich von Uhyst 10 Meilen nach Westen bis Liebenwerda und von Wittichenau 8 Meilen weit nach Süden bis Peitz erstreckt, also eine Fläche von 80 Quadratmeilen einnimmt, und dann wieder sehr feine Sande und dunkle Kohlenletten, welche z. T. nur wenige Meter oder 10—12 m, z. T. aber 50—60 m mächtig sind. Das Oberflöz ist bis 22 m mächtig, keilt sich aber nach Westen aus, fehlt auch sonst vielfach, während die es begleitenden Tone sehr viel mächtiger werden. Darüber folgen mächtige weiße Quarzsande und heller Kies und auch bis 8 m mächtige helle Tone, die z. T. fein spaltbar und hell violett sind und zahlreiche Pflanzenreste enthalten, in Henkelsgrube 59 Arten. In und auf der Braunkohle finden sich zahlreiche, 1,5—2 m hohe Stümpfe von Baumstämmen, bis 2 m dick, und liegend wurden

60 m lange Stämme beobachtet, meist *Taxodium distichum* und *Sequoia Langsdorffi*.

Auf dem stellenweise ausgewaschenen Oberflöz liegt das Diluvium, der untere Geschiebelehm, interglazialer Kies, z. T. mit Blockpackungen, und oberer (mittlerer) Geschiebelehm. Ausführlicher wird die Einwirkung des Gletscherdruckes auf die Kohlen- und die Urstromtäler beschrieben. Eine Reihe guter Abbildungen macht das Ganze sehr anschaulich.

von Koenen.

Quartärformation.

Michael, R.: Zur Kenntnis des oberschlesischen Diluviums. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. für 1913. Teil I. Heft 2. Berlin 1913.)
