

Diverse Berichte

Geologie.

Regionale Petrographie.

Asien. Malaiische Inseln.

Willbourn, E. S.: The Pahang volcanic series. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] 4. 1917. 447—462. 503—514.)

J. P. Iddings and E. W. Morley: Contributions to the Petrography of Java and Celebes. (Journ. of Geol. 23. 231—245. 1915.)

Die Arbeit gibt ein vorzügliches Beispiel für die interessante Erscheinung, daß Gesteine von chemisch sehr ähnlicher Beschaffenheit mineralogisch durchaus verschiedene Zusammensetzung besitzen können. Es handelt sich um leucitführende Laven vom Mt. Mouriah in Java (Residentschaft Diapara, nordöstlich von Semarang, Nordküste von Java), zuerst beschrieben von R. D. M. VERBEEK und R. FENNEMA (dies. Jahrb. 1898. I. - 314- ff.), und um Shonkinite und Nephelinsyenite aus der Umgegend des Pic de Maros in Celebes (SW-Ende einer kurzen Gebirgskette zwischen Maros und Tjamba, nördlich von Makassar, SW-Küste von Celebes), zuerst beschrieben von C. SCHMIDT auf Grund des von P. und F. SARASIN gesammelten Materials (dies. Jahrb. 1903. I. - 424-). Die hier untersuchten Gesteine wurden von J. P. IDDINGS gesammelt und von E. W. MORLEY analysiert; auf die leucitischen Laven vom Mt. Mouriah beziehen sich die Analysen I—VIII, 9. und 10. sind Analysen von jüngeren Laven aus Ost-Java, XI.—XVI. geben die Zusammensetzung der Intrusivgesteine des Pic de Maros, XVIII. die eines Ergußgesteins vom gleichen Fundpunkt, [17.] ist eine ältere zum Vergleich herangezogene Analyse eines Gesteins aus Ost-Borneo und 19. und 20. beziehen sich auf zwei aus anderen Gründen analysierte Gesteine von Sumatra. Die von IDDINGS am Mt. Mouriah gesammelten Gesteine sind ungewöhnlich frische Gerölle aus dem Kali

(Fluß) Gillinan in der Nähe des Dorfes Masin am Südabhange des Berges und aus dem Kali Sekatak unterhalb des Dorfes Ragou am Westfuß des Berges, die Gesteine vom Pic de Maros stammen von Aufschlüssen an der Straße am W- und S-Abhang des Berges und aus Geröllen des Flusses Gentungen.

Die Gesteine vom Mt. Mouriah und vom Pic de Maros ähneln sich chemisch in ihrem niedrigen Gehalt an SiO_2 , dem großen Gehalt an K_2O und dem verhältnismäßig hohen an Al_2O_3 und CaO — dies kommt mineralogisch in dem Vorwalten des Leucits in den Laven des Mt. Mouriah, des Kalifeldspats und Biotits in den phanokristallinen Gesteinen des Pic de Maros, und in der bedeutenden Menge des Augits in den Gesteinen beider Gebiete zum Ausdruck. Sie unterscheiden sich mineralogisch durchgreifend durch die große Rolle des Leucits, das Fehlen des Nephelins, das starke Zurücktreten des Kalifeldspats, der, wenn überhaupt, nur als mikroskopischer Bestandteil in der Grundmasse vorkommt, und das Fehlen des Biotits in den meisten Laven des Mt. Mouriah, wenn auch in einigen sich Biotit und Kalifeldspat auf Kosten des Leucits gebildet haben, im Gegensatz zu dem Fehlen des Leucits in den Intrusivgesteinen des Pic de Maros, der erheblichen Rolle des Nephelins in einigen, des Vorwaltens von Kalifeldspat und Biotit und des Fehlens beträchtlicher Plagioklasmengen in allen hierher gehörigen Gesteinen, letzterer ist allerdings molekular in einigen in nennenswertem Betrage vorhanden. Die mineralogischen Unterschiede bei chemisch naher Verwandtschaft der Magmen erklären sich durch Verschiedenheiten im chemischen Gleichgewicht als Folge der die Kristallisation bedingenden physikalisch verschiedenen Verhältnisse in Laven einerseits, intrudierten Magmen andererseits. Mineralogische Beziehungen zwischen beiden Gebieten ergeben sich umgekehrt durch das Auftreten eines pseudoleucitführenden Fergusits oder Kentallenits zusammen mit den Shonkiniten des Pic de Maros (XIV.), das Vorkommen eines Absarokits (Orthoklasbasaltes) als Lavadecke am Westfuß des Pic de Maros (XVIII.) und das Auftreten leucitreicher Laven in der Nachbarschaft des Pic de Maros.

Da leucitreiche Laven in weiter Verbreitung in Ost-Java (Lourous, Ringgit), der Insel Bawéan zwischen Java und Borneo (VERBEEK), im südwestlichen Celebes (H. BÜCKING, dies. Jahrb. 1901. I. -421- und Samml. d. geol. Reichsmuseums Leiden, Leyden 1902 und 1904 sowie F. RINNE, dies. Jahrb. 1901. II. -392- ff.) auftreten, und da im östlichen Zentral-Borneo am Oeloe Kajan ein Glimmerleucitbasalt [17.] von H. A. BROUWER (Versl. Akad. Wetensch. Amsterdam 1909) aufgefunden wurde, der chemisch dem als Marosit bezeichneten, stark melanokraten Shonkinit vom Pic de Maros (XVI.) sehr nahesteht, ist es sehr wahrscheinlich, daß entsprechende Gesteine auch im östlichen Süd-Borneo vorhanden sind; es ergibt sich somit für diese Leucitgesteine ein Gebiet von nahezu 1000 miles Länge,

Leucitführende Laven des Mt. Mouriah (Java)										Jüngere Laven von Ost-Java	
I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	9.	10.		
Vicoit = Leucit-Shoshonit	Leucit-tephrit	Vicoit = Kalifeldspatführender Leucit-tephrit	Kalifeldspatführender Leucit-tephrit, dem Vicoit nahestehend	Bioit-Vicoit	Leucit-basanit	Leucit-tephrit	Vicoit	Glaser Shoshonit, Bromo im Tengger-Krater	Basalt, Lava des Goentoer		
SiO ₂	51,85	48,32	48,66	47,73	46,54	46,60	45,03	55,42	51,12		
Al ₂ O ₃	19,08	17,81	17,69	17,93	15,95	16,73	16,59	17,39	19,59		
Fe ₂ O ₃	4,25	4,65	4,66	4,47	5,24	4,17	4,55	1,56	2,86		
FeO	2,69	3,89	4,40	4,58	5,51	4,78	6,37	6,82	6,53		
MgO	1,48	3,37	3,03	4,27	4,70	4,65	3,95	3,28	4,47		
CaO	5,81	9,15	6,43	9,59	10,09	10,82	11,09	7,57	9,54		
Na ₂ O	4,46	3,14	3,93	3,62	2,28	2,62	3,53	2,41	3,11		
K ₂ O	6,61	4,79	6,10	4,81	4,44	5,47	5,29	2,67	0,57		
H ₂ O +	0,55	0,82	0,80	0,44	0,52	0,71	0,34	0,17	0,11		
H ₂ O -	0,49	0,17	0,58	0,24	0,59	0,45	0,15	0,00	0,00		
TiO ₂	0,66	0,88	0,81	0,86	1,11	0,95	1,10	1,07	0,86		
ZrO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	Sp.	0,00	0,00	0,00		
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
P ₂ O ₅	1,23	0,82	0,79	0,52	1,18	1,50	0,96	0,58	0,14		
Cl	0,21	0,10	0,24	0,17	0,07	0,08	0,26	0,11	0,10		
F	0,10	0,04	0,16	0,07	0,06	0,17	0,11	0,03	0,04		
S	0,01	0,23	0,05	0,04	0,09	0,01	0,05	0,03	0,06		
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	Sp.	Sp.	0,00	0,00	0,00		
MnO	0,51	0,41	1,49	0,96	0,18	0,41	0,64	0,71	0,65		
BaO	0,17	0,11	0,16	0,10	0,13	0,21	0,16	0,13	0,03		
SrO	0,19	0,21	0,21	0,17	0,24	0,13	0,16	0,03	0,03		
	100,35 ¹	99,64	100,19	100,57	98,93 ²	100,46	100,33	99,98	99,81		

¹ Nicht 100,40. — ² Nicht 99,53.

	Alkalisgesteine vom Pic de Maros (Celebes)										Andesite vom Merapi (Sumatra)	
	XI. Trachyt	XII. Sodalith- trachyt	XIII. Nephelin- syenit	XIV. Fergusit = Pseudo- leucit- Shonkinit	XV. Biotit- Kentalenit, dem Marosit (basi- schen Shonkinit) nahestehend	XVI. Marosit (basischer Shonkinit)	[17.] [Biotit- Leucitbasalt, Zentral- Borneo, zum Vergleich]	XVIII. Absarokit	19. Daciti- scher Andesit- Pechstein	20. Andesit		
SiO ₂	58,79	58,61	56,31	46,08	45,26	43,98	46,04	46,05	61,91	53,75		
Al ₂ O ₃	19,55	21,62	21,69	20,40	15,70	12,28	12,40	14,88	16,26	17,06		
Fe ₂ O ₃	1,82	1,16	1,20	2,12	2,44	3,49	3,54	4,22	2,45	4,18		
FeO	1,43	0,79	0,97	3,27	6,16	7,70	5,58	5,78	3,96	5,50		
MgO	0,74	0,16	0,54	6,30	8,28	8,00	12,60	5,98	1,81	4,07		
CaO	2,37	1,71	1,88	8,48	11,95	11,19	8,38	13,47	4,35	7,72		
Na ₂ O	4,21	6,60	5,56	2,07	1,73	1,33	1,62	1,41	4,40	3,33		
K ₂ O	8,69	6,82	9,17	6,72	3,42	5,06	4,87	2,56	3,04	1,37		
H ₂ O +	1,05	1,42	1,13	1,70	1,12	1,61	3,55	3,01	0,18	0,50		
H ₂ O -	0,06	0,19	0,00	0,06	0,29	0,12	—	0,52	0,10	0,39		
TiO ₂	0,54	0,17	0,41	1,39	1,66	2,24	2,20	0,93	0,79	0,88		
ZrO ₂	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	—	0,00	0,00	0,00		
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
P ₂ O ₅	0,11	0,04	0,13	1,19	0,99	1,81	—	0,59	0,40	0,25		
Cl	0,12	0,07	0,28	0,10	0,25	0,12	—	0,09	0,13	0,11		
F	0,03	0,01	0,03	0,09	0,08	0,15	—	0,03	0,04	0,06		
S	0,02	Sp.	0,17	0,06	0,05	0,10	—	0,04	0,05	0,06		
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	0,00	0,00	0,00		
MnO	0,40	0,40	0,16	0,19	0,34	0,51	Sp.	0,21	0,20	0,50		
BaO	0,08	0,01	0,05	0,11	0,10	0,16	—	0,06	0,02	0,02		
SrO	0,12	0,02	0,04	0,07	0,06	0,12	—	0,07	0,06	0,12		
	100,13	99,81	99,72	100,40	99,80	99,97	100,78	99,90	100,15	99,87		

das das bestbekannte entsprechende Gebiet, Mittel-Italien, an Ausdehnung stark übertrifft.

Die beiden letzten Analysen (19. und 20.), die sich auf andesitische Gesteine vom Merapi, Sumatra, beziehen und mit dem hier behandelten Problem nicht im Zusammenhang stehen, wurden ausgeführt, um den hohen Alkaligehalt, den ältere Analysen angeben, nachzuprüfen. Für einen dacitischen Andesitpechstein (19.) ergab sich tatsächlich ein hoher Alkaligehalt, während ein Pyroxenandesit (20.) einen normalen Betrag erkennen läßt.

Leucitführende Laven des Mt. Mouriah, Java (nach VERBEEK jungtertiär).

- I. **Vicoit** = Leucit-Shoshonit, Geröll aus dem Kali Gillinan bei Masin, lichtgrau, aphanitisch mit Leuciteinsprenglingen, von 10 mm bis zu mikroskopischen Dimensionen herabsinkend. n_{na} des Leucits 1,507 (F. E. WRIGHT), chemische Zusammensetzung des Leucits: SiO_2 54,97, Al_2O_3 22,21, K_2O 19,98, Na_2O 0,81, Fe_2O_3 0,61, MgO 0,26, CaO 0,49, $H_2O +$ 0,56, $H_2O -$ 0,08; Sa. 99,97. Anal. E. W. MORLEY. U. d. M.: Einsprenglinge von Leucit, Augit (zonar), basischem Andesin und Labradorit (zonar) in einer holokristallinen Grundmasse von Leucit, Prismen von grünlichem Augit, Magnetit-Anedern mit prismatischem Plagioklas und sehr wenig Kalifeldspat in Anedern und schmalen Säumen um Plagioklas. Verhältnis des Leucits zum Albit (im Plagioklas) zum Kalifeldspat etwa wie 29,7:36,2:1,1. Nephelin nicht vorhanden. Borolanos-Monzonos, 'II. 5 (6). 2. 3.
- II. **Leucittephrit**, Geröll aus dem Kali Sekatak bei Ragou, grau, mittelkörnig, dem Gestein I. sehr ähnlich, aber enthält unter den Einsprenglingen auch rötlichbraunen Biotit. Borolanos, II. '6. 2. 3.
- III. **Vicoit** = kalifeldspatführender Leucittephrit, Geröll aus dem Kali Sekatak, grau, dicht, kleine Einsprenglinge von Augit reichlich in holokristalliner Grundmasse, bestehend aus Plagioklas, umsäumt von Alkalifeldspat, Anedern von Alkalifeldspat, etwas Leucit mit sehr kleinen Augit- und Magnetitkriställchen. Shoshonos, II. 5 (6). '3. 3.
- IV. **Kalifeldspatführender Leucittephrit**, dem Vicoit nahestehend, Geröll aus dem Kali Gillinan bei Masin, lichtgrau, dicht, bis auf das Fehlen der großen Leucite dem Gestein II. sehr ähnlich. Borolanos, II. '6. 2. 3.
- V. **Biotit-Vicoit**, Geröll aus dem Kali Sekatak bei Ragou, grau, dicht, sehr porös, mit spärlichen großen Biotit- und Augiteinsprenglingen. U. d. M. sehr zahlreiche Einsprenglinge von Augit, beträchtliche Mengen Biotit, zonarer Plagioklas und Magnetit sowie verhältnismäßig große Apatitkristalle, etwas Hornblende-Aneder und schlecht begrenzte farblose Substanz, teils Kalifeldspat, teils Leucit. Borolanos, II. '6. (2) 3. 3.

- VI. Leucitbasanit (Leucitophyr), Geröll aus dem Kali Gillinan bei Masin, dunkelgrau, dicht mit wenig großen Leuciten und zahlreichen kleinen Augiten und Leuciten. U. d. M. viel Leucit als Einsprengling, in Anhäufungen und mikroskopisch in der Grundmasse, die Augiteinsprenglinge zonar, ferner gut begrenzter Olivin und kleine durch Grundmasseschläuche unregelmäßig begrenzte, oft gerundete Magnetite mit Augit- und Plagioklaseinschlüssen; die Rundung wird als Wachstumsform und nicht als durch Resorption hervorgebracht erklärt. Die holokristalline Grundmasse enthält basischen Plagioklas und kleine Kriställchen der übrigen Gemengteile. Kentallenos, 'III. 5. '3. 3.
- VII. Leucittephrit, Geröll aus dem Kali Sekatak bei Ragou, grau, dicht; u. d. M. zahlreiche kleine Augiteinsprenglinge in einer Grundmasse aus kleinen Leuciten, mit einer aus Augit, Magnetit und sehr kleinen Plagioklassäulchen aufgebauten Zwischenklemmungsmasse. Ouros, (II) III. 6. '3. '3.
- VIII. Vicoit nicht porphyrisch, Geröll aus dem Kali Sekatak bei Masin, grau, dicht, aphanitisch. U. d. M. holokristallin, aufgebaut aus Augitprismen mit etwas Magnetit und Leucit mit Anedern von Kalifeldspat und saurem Plagioklas. Cascados, 'III. 7. 2'. 3.

Jüngere Laven von Ost-Java.

Zur Feststellung, ob auch unter den jüngeren andesitischen Laven Javas kalireiche Gesteine auftreten, wurden die in Batavia im Bureau of Mines niedergelegten Schiffe untersucht; es fanden sich wenige holokristalline Gesteine, die wegen der Umrahmung von Plagioklasprismen durch Kalifeldspat wohl als Shoshonite oder Trachyandesite bezeichnet werden können. Die meisten Gesteine enthalten Glas, in dem möglicherweise Kali enthalten sein kann; von zwei glasreichen Gesteinen, die analysiert wurden, erwies sich der eine tatsächlich als Shoshonit.

9. Glasiger Shoshonit, Auswürfling im Aschenkegel des Bromo in dem alten Krater des Tengger; sehr zahlreiche Labradoriteinsprenglinge ($\beta = 1,560$) und weniger Augit, Olivin und Magnetit liegen in einem von prismatischem Plagioklas, Augit-Anedern und Magnetit erfüllten, im Dünnschliff braun durchsichtigen Glas. Shoshonos, II. (4) 5. 3 (4). 3'.
10. Basalt, rezente Lava des Goentoer, dunkelgrau, aphanitisch, einige große Anorthiteinsprenglinge ($\beta = 1,575$) und zahlreiche kleinere eines weniger basischen Plagioklases liegen mit Olivin in einer aus Labradorit, Augit, Olivin und globulitischem Glas bestehenden Grundmasse. Hessos, II. 5. 4. '5.

Alkaligesteine vom Pic de Maros (Celebes).

- XI. Trachyt, Geröll im Fluß Gentungen, deutlich porphyrisch durch 15 mm große Kalifeldspate (in anderen Varietäten erreichen sie 40 mm) und kleine farbige Einsprenglinge in blaugrauer

aphanitischer Grundmasse, aufgebaut aus Kalifeldspat in Prismen und Andern mit wenig natronreichem Plagioklas, Nephelin und Sodalith in den Zwischenräumen. Die farbigen Gemengteile sind unregelmäßig begrenzte grünlichbraune Hornblende, oft mit dem Kalifeldspat verwachsen, kleine Aneer von grünem Augit und Magnetit. Pulaskos, I. 5. '2. '3.

- XII. Sodalith-Trachyt (oder Sodalith-Bostonit) von phonolithischem Charakter, an der Straße vom Unterkunftshaus Patinoean nach Tjamba, 7 miles von Patinoean, Blöcke in Tuff, lichtgrau, sehr feinkörnig mit kleinen Feldspateinsprenglingen. U. d. M. holokristallin trachytoid, bestehend aus Kalifeldspat, einem anedriscen isotropen Mineral, wahrscheinlich Sodalith, wenig blaßgrünem Augit, braunem Biotit und Magnetit. Laurvikos-Pulaskos, I. 5 (6). (1) 2. 3 (4).
- XIII. Nephelinsyenit, Geröll aus dem Fluß Gentungen, graues mittelkörniges Gestein, bestehend aus tafeligem Kalifeldspat, dicken Nephelinsäulen und Ägirinaugit, zurücktretend Biotit und braune Hornblende und kleine Titanitkristalle. Beemeros-Procenos, I. '6. (1) 2. 3.
- XIV. Fergusit oder Pseudoleucit-Shonkinit, Geröll aus dem Fluß Gentungen, dunkelgraues feinkörniges Gestein mit sehr zahlreichen weißlichen Pseudoleuciten, 3—6 mm groß, isoliert und in Häufchen und kleinen poikilitischen Glimmertäfelchen. Im Dünnschliff erweisen sich die Pseudoleucite bestehend aus Kalifeldspat und Nephelin in Andern, die dunkle Hauptmasse besteht aus Plagioklas, Augit, etwas poikilitischem Biotit, Magnetit und Olivin. Das Gestein stimmt im Aussehen völlig mit dem Fergusit von Montana überein und ist ein Äquivalent von Nephelin-Monzonit mit Fergusithabitus. II. 6. 3. 2'.
- XV. Biotit-Kentallenit, dem als Marosit bezeichneten basischen Shonkinit nahestehend, Geröll aus dem Fluß Gentungen, ausgezeichnet durch große 20—30 mm erreichende poikilitische Biotite; u. d. M. viel Glimmer und Augit mit erheblichen Mengen von Apatit und Magnetit und große poikilitische Kalifeldspate. Ouros-Kentallenos, III. 5 (6). 3 (4). '3.
- XVI. Marosit, Geröll aus dem Fluß Gentungen, mittel- bis grobkörnig, aufgebaut aus viel Augit und Biotit (gleichalterig) mit Einschlüssen von viel Apatit und Magnetit und wenig grünlicher Hornblende als Mantel um den Augit. Farblose Gemengteile zurücktretend, Kalifeldspat oder Mikroperthit, Plagioklas und etwas Sodalith (?) in den Zwischenräumen. Kajanos-Ottajanos, III. 6. (2) 3. 2.

Ähnliche Shonkinite, nur weniger melanokrat, etwa zu gleichen Teilen aus farbigen Komponenten (Augit, brauner Biotit, viel Magnetit) und farblosen (vorwiegend Kalifeldspat,

wenig Plagioklas) aufgebaut, dunkel, mittelkörnig und auffallend frisch, finden sich anstehend an der Straße vom Unterkunfts-
haus Patinoean nach Tjamba am Fusse des Pic de Maros,
Westseite.

[[17.] Biotit-Leucitbasalt von Oeloe Kajan, östliches Zentral-Borneo, chemisch dem Marosit XVI. sehr ähnlich, analysiert von PISANI und BROUWER, zum Vergleich mit XVI. hinzugefügt. Kajanos, III. 6. 2 (3). 2'.

XVIII. Absarokit (Orthoklasbasalt), Lava von der Westseite des Pic de Maros, aufgeschlossen am Wasserfall des Maros (Bantinoeran) und weiter südlich an der Straße 3 miles östlich von Patinoean, säulenförmig abgesondert, grob porphyritisch mit zahlreichen Einsprenglingen von schwarzem Augit (bis 7 mm im Durchmesser) und dunkelbraunem Olivin, zu denen u. d. M. noch kleine Plagioklase hinzutreten, ferner Kalifeldspat in selbständigen Individuen und als Mantel um den Plagioklas in einer aus den gleichen Mineralen aufgebauten feinkörnigen Grundmasse mit Magnetit und zeolithisierten Feldspatvertretern. Kentallenos, III. 5. (3) 4. 3.

Andesite vom Merapi (Sumatra).

19. Dacitischer Andesit-Pechstein, Südabhang des Merapi bei Semaboer (Zentral-Sumatra), grauschwarz; braunes globulitisches Glas mit Mikrolithen von Feldspat, Augit und Magnetit und Einsprenglingen von basischem Plagioklas und braunem Pyroxen. Dacos, 'II. 4'. 2'. '4.

20. Andesit, Ostfuß des Merapi bei Rau Rau, dicht, dunkel grünlichgrau mit kleinen Einsprenglingen; u. d. M. zahlreiche kleine Einsprenglinge von basischem Plagioklas, etwas größere von blaßem Augit, zahlreiche kleine Olivine in einer nahezu holokristallinen Grundmasse von Plagioklas, Augit und Magnetit. Milch.

Afrika. Madagaskar.

Dixey, Frank: The norite of Sierra Leone. (Proc. Geol. Soc. London. No. 1074. 1. VII. 21. p. 103—104.)

H. Hubert: Les coulées diabasiques de l'Afrique occidentale française. (Compt. rend. 159. 1007—1009. 1914.)

Im französischen Guinea sind Diabase außerordentlich häufig und bilden Decken von großer Ausdehnung; diejenige des Ballan erstreckt sich z. B. über mehr als 20 km. Auch die Mächtigkeit ist z. T.

erheblich; so übersteigen die Diabassäulen von Didi und Bougourou eine Höhe von 200 m. Vielfach wechsellagern die Decken mit Quarzschichten (devonisch?), die dann bis auf mehrere Meter metamorphosiert sind und dabei in ihrer Tönung von dunklem Grau in ein helles Grün übergehen. Der Diabas selbst zeigt im Kontakt eine Bänderung, die auf wechselnder Korngröße, besonders der Biotite, beruht. Außer diesem Minerale sind auch Labrador und Diallag oft in automorphen Einsprenglingen zu beobachten; in der Grundmasse treten zu den genannten Komponenten noch Magnetit und Glas hinzu. Die Quarzite bestehen aus Quarz, Biotit, Kalkspat, Zoisit und Pistazit, welche letzterer die erwähnte grüne Färbung im Kontakte bewirkt.

Johnsen.

A. Lacroix: Les roches basiques non volcaniques de Madagascar. (Compt. rend. 159. 417—422. 1914.)

Madagaskar ist reich an basischen, körnig oder ophitisch struiereten Eruptivgesteinen, die sich als Massive, Intrusivmassen und Gänge angesiedelt haben. Verf. will dieselben im folgenden mineralogisch und chemisch beschreiben, um ein anderes Mal wichtige theoretische Schlüsse zu ziehen.

Man hat die Typen des Zentralmassivs von denen des westlichen Sedimentärgebietes zu unterscheiden.

I. Zentralmassiv. Die Intrusivmassen und Stöcke sind paläozoisch, die dykes jünger und z. T. vielleicht aufgeschlossene Füllungen vulkanischer Kanäle sehr jungen Datums. Peridotit ist spärlich, die Gabbro-Reihe aber sehr mannigfaltig vertreten.

1. Im Betsiriry, östlich von Miandrivazo: Gabbropegmatit, Anorthosit, Noritpegmatit.
2. In der Gegend von Ambositra: Gabbro, Norit bis Diorit (z. T. mit Myrmekit).
3. Noch häufiger ist normaler Gabbro mit Labrador, Diallag und oft Olivin.
 - a) Feldspatarmer Gabbro bis Wehrlit; Ambohibato nördlich Moramanga.
 - b) Olivinreicher Gabbro bis Peridotit; Anabohitsy und Lohasaha.
 - c) Diallagit; Berg Ankitsika nordnordwestlich vom See Alaotra. Ferner „Anabohitsy“, ein Pyroxenit mit Olivin, Hypersthen, Hornblende und etwa 30 % Ilmenit + Magnetit.
 - d) Gegend von Betafo: feldspatführender Bronzinit.
4. Besonders reichlich sind Diabase mit ophitischer oder intersertaler Struktur, die als dykes im Osten nach dem Indischen Ozean hin auftreten.

	a.	b.	c.	d.	e.	f.	g.	h.
SiO ₂	53,04	47,49	50,62	50,67	43,36	44,55	35,80	48,40
TiO ₂	0,16	2,83	1,77	2,83	2,63	3,45	10,00	1,60
Al ₂ O ₃	28,42	17,11	16,45	15,31	14,18	16,25	7,10	8,66
Fe ₂ O ₃	1,00	4,83	2,61	4,58	7,28	1,90	7,72	0,95
FeO	0,59	6,63	7,02	6,67	9,98	14,40	20,78	10,12
MgO	0,32	4,95	6,61	5,25	7,32	9,43	12,12	14,59
CaO	11,92	9,90	9,23	7,48	11,80	6,29	4,60	14,69
Na ₂ O	3,58	2,80	3,04	2,84	2,48	3,29	0,16	0,54
K ₂ O	0,54	1,77	1,42	2,72	0,18	1,04	0,81	0,14
P ₂ O ₅	0,12	0,77	0,39	0,88	0,31	0,06	0,19	0,07
H ₂ O (105°)	0,19	0,35	0,37	0,32	0,09	} 0,12	{ 0,22	0,13
H ₂ O (Rotglut)	0,44	0,31	0,18	0,13	0,48			
Sa.	100,32	99,74	99,71	99,68	100,09	100,78	100,03	100,20

	i.	j.	k.	l.	m.	n.	o.
SiO ₂	43,90	48,93	53,48	53,30	50,26	47,08	44,44
TiO ₂	0,59	0,59	1,20	0,81	1,07	2,40	2,98
Al ₂ O ₃	11,26	8,79	6,47	17,69	14,47	14,98	13,62
Fe ₂ O ₃	2,36	3,35	2,74	3,30	2,67	4,54	5,00
FeO	8,78	7,33	8,76	5,55	10,20	10,85	12,08
MgO	20,30	16,12	16,23	4,46	6,91	3,97	5,22
CaO	10,75	13,46	6,97	6,62	11,30	11,00	11,50
Na ₂ O	0,98	0,48	1,50	2,66	1,91	1,88	2,68
K ₂ O	0,24	0,20	0,97	2,14	0,43	0,86	0,61
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,58	0,24	0,41	0,54	0,61
H ₂ O (105°)	0,10	0,14	0,09	0,70	0,14	0,46	0,56
H ₂ O (Rotglut)	0,66	0,79	0,79	2,71	0,22	1,72	0,96
Sa.	100,06	100,29	99,78	100,18	99,99	100,28	100,26

	p.	q.	r.	s.	t.	u.	v.
SiO ₂	45,40	44,44	46,01	44,12	46,30	50,80	47,00
TiO ₂	2,82	2,71	1,36	0,20	0,70	1,07	0,26
Al ₂ O ₃	18,40	18,16	6,36	25,33	18,48	23,09	16,78
Fe ₂ O ₃	0,77	5,97	4,22	0,87	1,66	3,90	2,15
FeO	6,70	5,34	7,52	3,85	5,63	3,65	8,70
MgO	7,45	5,59	16,95	9,51	10,13	1,08	9,18
CaO	13,20	14,03	15,10	14,19	13,51	11,30	12,70
Na ₂ O	2,31	2,12	1,11	1,16	2,18	1,97	2,42
K ₂ O	1,25	0,74	0,40	0,17	0,26	1,43	0,52
P ₂ O ₅	0,17	0,22	0,70	0,10	0,09	0,29	0,05
H ₂ O (105°)	} 1,00	{ 0,07	0,11	0,11	0,21	0,43	0,16
H ₂ O (Rotglut)							
Sa.	99,47 ¹	100,09	100,32	99,86	100,14	100,26	100,28

¹ Im Original steht 99,57.

II. Sedimentärgebiet. Gebiet von Ampasindava mit essexitischem Gabbro, der braune Hornblende und zum Teil Olivin führt. Bei Ambatofotsy tritt melanokrater Olivingabbro auf. Am Berge Fonjay findet man ein aus Bytownit und Olivin bestehendes Gestein, das als leukokrate Form des Allivalites der Hebriden betrachtet werden kann.

a) = Anorthosit, Telomito (Betsiriry); b) = Gabbro-Norit, Ambositra; c) und d) = Gabbro-Norit, zwischen Ambositra und Antsirabé; e) = Uralitgabbro, Betsiriry; f) = Olivingabbro, Anahobitsy; g) = Anahobitsit, Anahobitsy; h) = Diallagit, Berg Ankitsika; i) = melanokrater Olivingabbro, Lohasaha; j) = augit- und feldspatführender Bronzinit, Tongafeno; k) = feldspatführender Bronzinit, Ambohimasina; l) = Quarzdiabas, Manambalo; m) = Diabas, Andohavary; n) = Diabas, Vavatenina; o) = Olivindiabas, Marovatana; p) und q) = Essexitgabbro, Nosy Komba; r) = melanokrater Olivingabbro, Ambatofotsy; s) = Allivalit, Fonjay; t) = Gabbro, Fonjay; u) = Gabbro, Ambohitrosy; v) = Olivingabbro, Ambohitrosy.

Die Analysen a) bis o) beziehen sich auf das Zentralmassiv. p) bis v) auf das Sedimentärgebiet.

Von besonderem Interesse ist, daß Madagaskar Typen der Alkalireihe und Typen der Alkalikalkreihe in derselben petrographischen Provinz als Produkte eines einzigen Magmas vereinigt, wie es Verf. bereits von Tahiti und Réunion beschrieb.

Johnsen.

A. Lacroix: Über bemerkenswerte kontaktmetamorphe Erscheinungen am Granit auf Madagaskar. (Compt. rend. 160. 724—729. 1915.)

Verf. hatte bei seinen Untersuchungen über die Kontaktgesteine der Pyrenäen gefunden, daß vor allem in den Kalkgesteinen eine Stoffzufuhr (z. B. bei der Axinitbildung) zu bemerken ist. In Madagaskar finden sich metamorphe archaische Sedimente von Norden nach Süden auf der Hauptinsel entwickelt; sie bestehen aus Quarziten, Kalken und Schiefen. Im Kontakt mit Granit und zahlreichen Pegmatitgängen finden sich Blei- und Kupfererzlagertstätten. In vorliegender Mitteilung werden vor allem die Lagerstätten im Osten von Ambatofanghana bis nach Ambositra, so bei Ambatoarina behandelt. Die Marmore enthalten keinen Diopsid, Tremolit oder Aktinolith, sondern eine neue blauschwarze Hornblendeart, den Imerinit von der chemischen Zusammensetzung: 53,73 SiO₂, 0,41 TiO₂, 2,72 Al₂O₃, 4,72 Fe₂O₃, 4,70 FeO, 20,60 MgO, 2,73 CaO, 7,42 Na₂O, 1,82 K₂O, 0,85 H₂O, 0,92 F; Summe 100,62.

Dieser Amphibol steht also zwischen Richterit und Glaukophan, hat starke Dispersion, $\gamma:c = 45^\circ$, Achsenebene {010}, negativer Charakter der

Doppelbrechung; Pleochroismus nach γ blaugrün, // β violettblau, // α gelbgrün, also ähnlich dem Rhodusit.

Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit in Würfelform, etwas Bleiglanz, Mikroklin, Albit, körniger Quarz, der ganz mit Amphibolnadeln durchsetzt ist, und endlich Monazit finden sich in derselben Gesteinsumgebung. In einzelnen Gesteinspartien tritt Phlogopit auf, und gleichzeitig verschwindet der Imerinit; inmitten derselben trifft man ein rosenrotes Gestein an, welches sehr reich an Albit ist, gelegentlich aber auch Orthoklas und Mikroklin führt und Einsprenglinge von Calcit und Cölestin neben Monazit enthält. Auch finden sich Gänge von manganhaltigem Calcit, Cölestin und Quarz, daneben etwas Biotit, Ägirin, Mikroklin, Apatit, Bleiglanz und Monazit. Der letztere hat nach einer Analyse von PISANI folgende Zusammensetzung: 30,18 P_2O_5 , 1,05 ThO_2 , 39,51 Ce_2O_3 , 27,80 $(La, Di)_2O_3$, 0,92 Fe_2O_3 , 0,46 CaO , 0,47 Glührerl.; Summe 100,39. (Dichte 5,25.)

Der niedrige Thoriumgehalt unterscheidet diesen Monazit von allen anderen Varietäten dieses Minerals in Madagaskar, welche doch gelegentlich 9—10 % führen (so in den Alluvionen und Pegmatiten). Der Kontakt von Ambatoarina ist also durch Zufuhr von Natron (daher die reichliche Bildung von Albit, Natron-Pyroxen und -Amphibol) sowie der Phosphate seltener Erden, des Strontiumsulfats etc. gekennzeichnet. In einigen Handstücken fand sich sogar neben Cölestin ein carbonatisches Mineral, welches Strontium und seltene Erden enthielt, rhombische Symmetrie und optisch negativen Charakter besitzt; dieses konnte indessen noch nicht einwandfrei als neue Spezies erwiesen werden. Auch ist das Auftreten von Ägirin besonders bemerkenswert, der bis jetzt nur von Polykandros (s. LACROIX, Compt. rend. 124. 628. 1897) unter ähnlichen Bildungsbedingungen bekannt geworden ist.

Die Bildung von Mineralien mit einem Gehalt an seltenen Erden ist auch weiter westlich bei Torendrika (westlich Ambatofinandrahana) bekannt. Hier wird der Rhodusit und Ägirin führende Granit, der dem Rhodusitgranit von Dialacora (Elfenbeinküste) gleicht, von einem Pegmatit durchbrochen, welcher sehr große Kristalle von Biotit, Ägirin, Magnetit, Hämatit, Tscheffkinit (zum ersten Male in schönen Kristallen beobachtet) und Bastnäsit enthält. Der letztere zeigt deutlich die Entstehung aus pneumatolytischen Medien in Spaltenräumen, findet man doch selbst Pseudomorphosen von Bastnäsit nach Tscheffkinit, in denen Fluor gebunden wurde, Kieselsäure aber teilweise entwich. Aplitische Gesteine mit Mikroklin und Albit, etwas Biotit, Muscovit, sehr wenig Quarz und viel Apatit mit granoblastischem Gefüge kennt man von Andohatsindro; darin finden sich zahlreiche pegmatitische Nester und Adern mit Mikroklin, Muscovit, schwarzem Turmalin und Hämatit. Dieser Hämatit ist dadurch interessant, daß er kein Titan in salzsäurelöslicher Form enthält, sondern bis zu 20 % farblosen Rutil. Es scheint also Eisen und Titan in den pneumatogenen Emanationen des Granits enthalten gewesen zu sein, aber diese Stoffe sind nicht in merklicher Menge in die Sedimente eingedrungen.

Bei Ambohibary fand Verf. in Granit, nicht weit vom Kontakt an Glimmerschiefer, eine porphyrische Gesteinsart mit Magnetit und Quarz neben Einschlüssen von Quarz-Mikroklin-Bruchstücken des Granits. Das scheinbare Ganggestein ist nichts anderes als eine Reibungszone im Granit, auf der die Gase aufgedrungen sind, welche den Magnetit und den Quarz gebildet haben. Eine Analyse des Gesteins (von RAOULT ausgeführt) zeigt, daß es zu keiner bekannten Eruptivgesteinsart gerechnet werden kann; der größte Teil des Magnetits ist übrigens bereits in Hämatit (Martit) umgewandelt: 59,44 SiO₂, 6,56 Al₂O₃, 22,23 Fe₂O₃, 3,72 FeO, 0,28 MgO, 0,70 CaO, 0,58 Na₂O, 3,81 K₂O, 1,73 TiO₂, 0,36 P₂O₅, 0,48 H₂O; Summe 99,81.

W. Eitel.

A. Lacroix: Über einen neuen Typus von Alkali-granit, der Eukolit enthält. (Compt. rend. 161. 253—258. 1915.)

Westlich vom Dorfe Ampasibitika auf Madagaskar findet man an den vertikalen Wänden einer Schlucht eine große Zahl von Eruptivgängen von einigen Zentimetern bis zu 1 m Mächtigkeit. Die meisten sind mit mittelkörnigem Material ausgefüllt, andere mit grobpegmatitischem, darin Natronorthoklas, Anorthoklas, Mikropertit, Ägirin und Riebeckit, letzterer oft senkrecht zum Salband gestellt, manchmal auch Gänge mit feinkörnigem Ägirin am Salband, während das Innere pegmatitisch und reich an Riebeckit ausgebildet ist. Dazu bemerkt man noch kleine goldgelbe Oktaeder von Pyrochlor und merkwürdige Pseudomorphosen von Quarz und Zirkon nach Eukolit. Manche der Gänge zeigen eine bemerkenswerte Bänderung durch abwechselnde Ausbildung von Quarz-Feldspat- und Ägirin-Riebeckit-Zonen. Diese enthalten zahlreiche derartige zirkonhaltige Pseudomorphosen sowie braungelbe oder rosafarbige Relikte eines rhomboedrischen einachsigen Minerals mit negativem optischen Charakter, starkem Pleochroismus, Absorptionsmaximum // α , Doppelbrechung 0,009, $\gamma = 1,643 \pm 0,003$; also Eukolit (D. 2,97). Eine Analyse von PISANI des leider nicht vollständig von Ägirin und Riebeckit zu trennenden Materials ergab: 40,0 SiO₂, 16,4 ZrO₂, 22,5 (Ce, La, Di)₂O₃, 5,6 FeO, 0,1 MnO, 6,1 CaO, 6,6 Na₂O; Summe 97,3, also einem Cer-Eukolit entsprechend, allerdings mit geringem Kieselsäure- und hohem Gehalt an Ceriterden. Pseudomorphosen von Zirkon und Zeolithen nach Eudialyt kennt man von Grönland. Es ist interessant, daß hier zum ersten Male der Eukolit in einem granitischen Gestein gefunden wurde, während man bis jetzt immer glaubte, er sei für Nephelinsyenit allein charakteristisch. Die nachfolgenden Analysen a) und b) (von PISANI) zeigen die Zusammensetzung des an Ägirin reichen Gesteins, das auch in frischem Zustande noch Eukolit enthält; das Gestein c) führte nur zirkonhaltige Pseudomorphosen, d) neben reichlichem Riebeckit noch sehr viel Eukolit; e) ist Rochallit von der Insel Rochall (anal. WASHINGTON).

Man beachte den hohen Eisenoxydgehalt neben wenig Tonerde, dazu die große Menge Natron. In Analyse d) beachte man die Zunahme des

	a.	b.	c.	d.	e.
Si O ₂	70,80	70,50	68,70	66,40	69,80
Al ₂ O ₃	6,90	6,52	6,85	7,50	5,10
Fe ₂ O ₃	4,44	6,40	9,93	4,59	13,23
Fe O	1,00	0,63	1,14	6,22	0,78
Mn O	3,10	Spur	Spur	0,60	0,12
Mg O	0,96	1,30	0,26	0,70	0,11
Ca O	3,20	3,65	1,34	1,10	0,72
Na ₂ O	5,10	5,70	7,01	7,30	8,04
K ₂ O	0,90	1,88	1,58	1,90	0,22
Ti O ₂	0,30	0,26	0,26	0,20	0,34
Zr O ₂	0,65	1,58	3,71	1,90	1,17
Ce ₂ O ₃	0,40	0,80	n. best.	1,30	0,37
P ₂ O ₅	Spur	Spur	Spur	Spur	0,07
Nb ₂ O ₅	Spur	Spur	n. best.	Spur	—
H ₂ O	1,82	1,00	0,50	0,62	0,77
Summe	99,57	100,22	101,28	100,33	100,84

Eisenoxyduls, die im Mineralbestand durch das Auftreten von Riebeckit sich anzeigt. Der Gehalt an Ceriterden ist in diesem Gestein der höchste bisher jemals gefundene. Nur mit dem Rochallit (e) läßt es sich vergleichen (s. JUDD, Transact. R. Irish Acad. 31. 54. 1897, und WASHINGTON, Quart. Journ. Geol. Soc. London. 70. 294. 1914); dieser enthält wesentlich weniger Kalk, Ägirin ist dort häufiger, aber in derselben nadeligen Form. WASHINGTON vermutete, daß der Ägirin Zirkon und Cer aufgenommen habe; es wäre nachzuprüfen, ob der Rochallit vielleicht gar noch Eukolit führte. Verf. nennt das madagassische Eukolitgestein Fasibitikit, welcher der Lujaurit-Gesteinsreihe anzugliedern wäre, insofern als er das kieselsäurereichste Endglied derselben darstellt, so daß an Stelle des dem Lujaurit sonst eigenen Nephelin nun Quarz auftritt. In der Typenformel tritt dies auch deutlich hervor: Lujaurit II. 7. 1. 4; II. 6. 1. 4 (Grönland); II. 5. 1. 4 (Kola, Los); II. 3. 1. 4 (Fasibitikit).

Es sei noch bemerkt, daß außer den analysierten, sehr albitreichen Typen auch solche mit Natronorthoklas bekannt sind, wie man Ähnliches auch bei den Lujauriten Grönlands beobachtet hat. W. Eitel.

A. Lacroix: Die Beschaffenheit der vulkanischen Gesteine des nördlichsten Madagaskar und auf Nosybé, und über die Ankaratrite von Madagaskar im allgemeinen. (Compt. rend. 163. 1916. 253—258.)

Analysen: 1. Dolerit von Befamoty, Bobaomby, III. '6. 3. 4; 2. Essexit, Maques-Fluß (Massiv von Ambre), III. 6. '3. 4; 3. Tinguait, Andrakaka, III. 6. '3. 4 (Anal. 1—3 von BOITEAU); 4. nephelinführender

Sölvfsbergit von Nosy-Kivanjy, II. 5. 1. 4; 5. Rhyolith zwischen Ampombiantombo und Bioasoaka (Massiv von Ambre) (Anal. von PISANI).

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	45,70	45,80	54,97	60,20	77,31
Al ₂ O ₃	13,03	14,06	21,27	15,35	10,63
Fe ₂ O ₃	2,84	5,16	2,28	2,95	0,91
FeO	9,10	7,95	1,02	3,20 ¹	0,68
MgO	10,80	6,96	0,33	1,65	1,21
CaO	11,07	9,25	1,65	2,75	0,76
Na ₂ O	3,12	4,67	8,87	7,38	3,05
K ₂ O	1,43	2,38	6,15	3,32	3,33
TiO ₂	1,33	2,17	0,35	0,39	0,07
P ₂ O ₅	0,45	0,89	0,14	0,07	-
H ₂ O b. 105°	0,31	0,12	0,31	2,00	1,80
H ₂ O b. Gl.	1,12	0,55	2,44		
Sa.	100,30	99,96	99,78	100,16	99,75

Die Differentiation ist in dieser Gesteinsserie nicht so weit vorgeschritten wie bei den Gesteinen der Komoren, immerhin kennt man Olivinknollen vom Ambre-Massiv. Von der Insel Nosybé kennt man basaltische Laven vom Typus der Essexite und Theralithe, teils feldspatisch, teils limburgitisch, mit Analcim ausgebildet, ferner sehr olivinreiche Pikrit-Ankaratrite. Saure Differentiate sind im Rhyolith der Insel Sakatia angetroffen; sie besitzen mikrogranitischen Charakter.

Analysen: 1. Essexit von Ampobilava, III. 6. 3. 4 (5) (PISANI); 2. Limburgit von Sakatia, III. 6. '3. 4 (BOITEAU); 3. Ankaratritpikrit, Kakompona [IV. 6. 3. 4] IV. I. 3'. '2. 2 (BOITEAU); 4. Rhyolith, Sakatia, I. 4. 1 (2). 3 (PISANI).

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	43,75	43,03	43,30	71,80
Al ₂ O ₃	15,90	13,75	8,57	14,03
Fe ₂ O ₃	2,50	5,98	1,51	1,04
FeO	7,85	7,29	8,80 ¹	1,06
MgO	9,34	6,58	21,20	0,43
CaO	11,10	11,80	9,45	0,90
Na ₂ O	3,38	3,38	1,91	3,36
K ₂ O	0,75	2,20	1,07	5,69
TiO ₂	2,40	2,32	1,74	0,29
P ₂ O ₅	0,07	0,76	0,13	0,26
H ₂ O b. 105°	3,10	{ 0,66 }	2,00	{ 0,26 }
H ₂ O b. Gl.				
Sa.	100,14	99,62	100,13	100,16

Als Ankaratrite bezeichnet Verf. Gesteine, die sich zu den Nephelinbasalten verhalten wie die Ankaramite zu den Feldspatbasalten, also deren

¹ + 0,40 MnO.

melanokrate Endglieder darstellen. In ihrer virtuellen Zusammensetzung sind die Nephelinbasalte oft heteromorph zu den Theralithbasalten und Olivintephriten III. 6. 3. 4, ihre abyssische Form entspricht den Bekinkiniten (Fassiniten). Die Ankaratrite enthalten Olivin unter den Einsprenglingen, Titanaugit nur in der Form von Mikrolithen, desgleichen Ilmenit, Biotit und oft Perowskit. Nephelin macht etwa 10—15% aus, oft wird er von Melilith begleitet, der aber nur minimale Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung bedingt. Die Ankaratrite führen auch limburgitische Typen, in denen der Nephelin durch einfachbrechende Kristalle mit Kornkränzchenstruktur (Leucit?) ersetzt ist.

Analysen: 1. Gipfel des Tsiafajavona [IV. (7) 8. (2) (3). '4] (BOITEAU); 2. melilithführend, Laona [IV. 7. 3. 4]; 3. do., Amparafavarola; 3'. do., ohne Melilith [IV. 7. 3. (3) 4]; 4. Mahanoro [IV. '8. (2) (3). '4]; 5. Limburgitischer Ankaratrit, südlich Ambato [IV. '6. 4. 4] (RAOULT).

	1.	2.	3.	3'.	4.	5.
SiO ₂	38,74	39,02	38,70	39,64	39,07	41,34
Al ₂ O ₃	11,30	11,05	8,30	9,91	7,93	12,87
Fe ₂ O ₃	4,28	3,52	4,14	2,50	4,53	4,28
FeO	7,71	6,65	8,10	8,79	7,83	8,80
MgO	11,97	14,33	16,97	14,76	17,82	11,16
CaO	14,43	15,30	14,70	14,60	14,25	13,75
Na ₂ O	3,02	2,24	2,62	1,86	1,96	1,42
K ₂ O	1,92	1,38	1,72	1,68	1,54	0,71
TiO ₂	3,30	3,31	3,20	3,33	3,21	3,00
P ₂ O ₅	1,77	1,23	0,70	0,60	1,14	0,84
H ₂ O b. 105°	0,60	0,36	0,07	0,42	0,19	0,22
H ₂ O b. Gl. .	1,28	0,75	0,75	2,12	0,85	1,39
Sa.	100,32	100,14	99,97	100,21	100,26	99,78

Die abyssische Form der Ankaratrite wäre demnach eine Art Olivin-Jacupirangit. In dem oben erwähnten Ankaratrit-Pikrit erlangt der Olivin die Vorherrschaft über die Pyroxene. Durch noch weitergehende Differentiation entstehen die Olivinknollen, die sich auf der Insel Nosybé finden.

W. Eitel.

A. Lacroix: Die exogenen und endogenen Kontakterscheinungen an den Ägin- und Riebeckit-Graniten im nordwestlichen Madagaskar. (Compt. rend. 163. 1916. 726—731.)

Die Durchforschung der Gegend von Ampasibitika bestätigt die Schlüsse, welche Verf. aus seinen Beobachtungen an den Granitkontakten der Pyrenäen gezogen hatte, nämlich daß die Sedimente exogene Umwandlungen erfahren können, bei denen pneumatolytische Exhalationen des Magmas mitspielen, und daß auch das Magma unter Umständen durch Einschmelzung von sedimentärem Material sich verändern kann, wobei flüchtige Bestandteile des Magmas gebunden wurden. Die madagassischen Granitarten sind

durch ihren hohen Gehalt an Alkalien und Eisen besonders merkwürdig (daher die Bildung von Riebeckit- und Ägiringesteinen, der Fasibitikite, vgl. Compt. rend. 161. 1915. 253).

I. Exogene Erscheinungen. Die Sedimente von der Ampasindava-Bucht bestehen aus Kalken, Mergeln und kalkigen Sandsteinen. Die Kalke sind marmorisiert mit Einlagerungen von gelbem oder grünlichem Grossular, oft körnig mit der Form $\{110\}$, farblosem Diopsid und Wollastonit, violettem Fluorit. Besonders merkwürdig sind schriftgranitartige Verwachsungen von Calcit mit Quarz, in denen der Calcit eingehüllt erscheint, oder Verwachsungen zahlreicher nach der Achse *c* verlängerter Kristalle mit parallelen Achsen, ein Strukturbild, das gelegentlich etwas an die meteoritischen Chondren erinnert. Häufig sind auch die Granatkristalle mit Ägirin und Pektolith verkittet; der Grossular geht kontinuierlich auch in Andradit über und enthält viel Magnetit eingeschlossen. Die kalkigen Sandsteine sind in sehr dichte, harte Hornfelse von gelber oder hellgrüner Farbe umgewandelt; an Stelle von Calcit enthalten sie Wollastonit und Diopsid, welche den klastischen Quarz des Sedimentes verkitten; etwas Titanit und Rutil ist konstant verbreitet. In der Nähe des Kontaktes werden die Kalksilikatgesteine eisenschüssig mit großen poikilitisch durchwachsenen Orthoklaskristallen, rekristallisiertem Quarz, ziemlich viel Flußspat als pneumatolytisch gebildetem Begleitmineral. Bei Andranomantoa sind Mergel in äußerst dichte braunrote, hellgrün oder schwarz gefleckte Hornfelse umgewandelt, mit Andradit als vorherrschendem Mineral; ferner mit Diopsid und einem blaugrünen Natroneisenamphibol, welcher gelegentlich sogar körnige Amphibolitgesteine bildet. Dazwischen findet sich körniger Magnetit, der fast zweifellos pneumatolytisch gebildet worden ist (vgl. die Lager von Boutadiot, Ariège. Compt. rend. 128. 1899. 1467).

II. Endogene Erscheinungen. Mischzonen des Granits, besonders des Riebeckitgranits mit den Sedimenten sind häufig zu beobachten, darin findet sich ein tiefgrünes Metasilikatmineral, ein bräunlicher Granat, sehr wenig Feldspat und unverändert erhaltene Brocken von Andraditfels. Das tiefgrüne Mineral ist ein Ägirinhedenbergit, der oft mit richtigem Ägirin vergesellschaftet ist. Er findet sich auch mit Grossular- und Epidotkristallen zusammen, dazu Umbüllungen von Orthoklas und Albit, endlich Calcit mit zahlreichen Ägirineinschlüssen. Wenn Quarz auftritt, so ist dieser immer jünger als der Calcit gebildet. Ziemlich häufig ist auch der Augit nach den Feldspäten kristallisiert.

Analysen: a) Riebeckit-Ägirin-Granit; b) und c) zwei Typen des endogen veränderten Granatgesteines (PISANI).

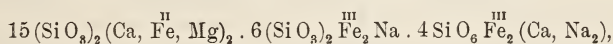
Man erkennt, daß die Tonerde und der Kalk durch die Assimilation der Sedimente zunehmen, während das Eisen jedenfalls durch pneumatolytische Einflüsse zugeführt worden ist. Es ist überhaupt für die Kontakte dieser Gegend charakteristisch, daß an ihnen stets eine tiefgrüne Zone von eisenhaltigem Diopsid auftritt an Stelle der farblosen Diopside in größerer Entfernung. Durch die Armut der madagassischen Magmen an Tonerde konnte es nicht zur Ausbildung von Plagioklasgesteinen kommen, welche

	a.	b.	c.	d.	e.
Si O ₂	70,40	47,20	42,70	48,40	42,15
Al ₂ O ₃	7,85	10,40	10,25	3,60	0,55
Fe ₂ O ₃	6,98	10,70	15,40	14,70	17,40
Fe O	2,98	4,10	2,07	18,39	17,80
Mn O	0,13	n. best.	0,40	0,18	0,50
Mg O	0,52	1,05	0,83	0,43	1,10
Ca O	0,26	17,30	22,30	2,00	14,10
Na ₂ O	4,05	1,96	0,74	7,56	3,35
K ₂ O	4,45	3,27	2,32	1,96	0,55
Ti O ₂	0,13	—	—	0,78	0,41
Zr O ₂	1,65	1,18	1,25	—	—
CO ₂	—	2,70	0,80	—	—
Fl	—	—	—	1,35	n. best.
H ₂ O	0,25	0,80	1,81	0,81	1,90
Sa.	99,65	100,66	100,87	100,08	99,81

für die entsprechenden Kontakte in den Pyrenäen charakteristisch sind. Der Eisenreichtum führte demgegenüber zur Ausbildung von Andradit und einem besonderen Eisen-Kalk-Alkalipyroxen. Die gleichzeitige Bildung von Calcit und Silikat findet ihr Analogon in den Erscheinungen an den Nephelinsyeniten von Ontario, welche ADAMS und BARLOW beschrieben haben (Congr. Geol. Internat. Toronto 1913); in diesen kristallisierte Calcit neben Skapolith und Biotit aus dem stark basischen Magma.

Im Falle der madagassischen Gesteine ist der Kalk erst nach Ab-sättigung der Kieselsäure im überschüssigen Carbonat kristallisiert. Ganz entsprechend ist die Entstehung der interessanten Mikroklin-Korund-Sillimanitgesteine im Südwesten von Antsirabe zu verstehen, in denen Granit und Pegmatit in einen Glimmerschiefer mit Sillimanit und Korund eingedrungen sind.

Die Granite mit großen Riebeckitkristallen durchsetzen demgegenüber die gleichen Hornfelse ohne Ausbildung einer Vermischungszone und sind vollkommen scharf abgesetzt. Nur haben die Riebeckite des Granits in 10—20 cm Abstand von den Sedimenten ihre schwarzblaue Farbe eingebüßt und erscheinen grasgrün, mit pyroxenischer Spaltbarkeit. Man kann unter Umständen mikroskopisch ganz deutlich den Übergang des Riebeckits (Anal. d, von RAOULT) in diesen Pyroxen von der Dichte 3,502 (Anal. e, von PISANI) verfolgen. Die Zusammensetzung des letzteren entspricht einem noch unbekanntem Pyroxen von der Formel



den Verf. als Ägiri n h e d e n b e r g i t bezeichnet. Er geht aus dem Riebeckit durch Wegführung eines Teils des Alkali- und durch Zunahme des Kalkgehaltes hervor; magmatisch ist er bestimmt nicht gebildet worden, sondern wohl pneumatolytisch unter Zufuhr von Kalk aus den Sedimenten. Die

gleiche Erscheinung stellt sich in zahlreichen granitischen Adern mit Allanit- und Ägigmatitgehalt dar; manchmal ist der Riebeckit auch in ein Gemenge von Ägirinhedenbergit, Quarz, Calcit und Fluorit umgewandelt, der besonders in den pyritreichen Adern auftritt.

W. Eitel.

A. Lacroix: Die petrographische Beschaffenheit der vulkanischen Gesteine des Komoren-Archipels. (Compt. rend. 163. 1916. 213—219.)

Die Komoren sind von M. BAUER (in VOELTZKOW, Reise in Ostafrika 1903/05. I. Abt. II. 1911. 83) zuerst petrographisch untersucht worden. Die Vorherrschaft unter ihren Gesteinen haben vulkanische Tuffe und Ströme, ist doch der Mt. Karthala noch tätig; er gehört dem Ätnatypus an. Die rezente Lava ist sehr dünnflüssig und hinterläßt Lavaschläuche mit Stalaktiten wie auf Réunion und Hawai. Die meisten Laven sind basaltisch, die Tuffe palagonitisch; man beobachtet Feldspatbasalte, manchmal mit grüner Hornblende, Limburgite, Olivinnephelinite, doleritische Nephelinite, endlich Phonolithe und Augitandesite (vgl. Minér. de Fr. 4. 1910). Verf. vermutet nach dem Habitus von Einschlüssen von Zirkon etc., daß die vulkanischen Gesteine der Komoren auf nicht-vulkanischem Boden aufsitzen. Tinguaitesinschlüsse kennt man von dem Eiland Dzaoudzi, Trachytuffe von Pamanzi mit dem Krater Ziani, imprägniert mit Calcit, der auch Kalksinterabsätze bildet. Das Wasser des Kratersees des Ziani enthält 42,88 g feste Substanz im Liter, davon 21,48 g Natriumbicarbonat und viel Chlornatrium. Die meisten Gesteinstypen sind mesokrat, arm oder ganz frei von Olivin, oder mit Einsprenglingen dieses Minerals, oder ohne Augiteinsprenglinge; zu melanokraten Basalten mit viel Olivin und Augit sind alle Übergänge vorhanden, so der Ankaramit vom Krater Ikoni. Alle Strukturen vom Dolerit bis zu Gläsern sind entwickelt. Ziemlich häufig ist endlich ein limburgitischer Ankaritrit mit Einsprenglingen von Olivin (mit Spinell). Die Palagonittuffe der großen Komore und von Moheli bestehen aus dem braunen Glase der mesokraten Basalte. Die olivinarmen Basalte gehören zwei Typen an, die sich durch ihren Alkaligehalt unterscheiden. So berechnet man aus der Analyse des Gesteins vom Karthala etwa 9% potentiellen Nephelin, der in den genau ebenso zusammengesetzten Essexiteinschlüssen des Ziani auch tatsächlich auskristallisiert ist. Verf. empfiehlt dringend, bei der Berechnung der Analysen die Typenformel der Essexite und theralithischen Basalte (III. 6. 3. 4) von derjenigen der eigentlichen Basalte (III. 5. 3. 4) streng zu unterscheiden, weil es so gelingt, auch feinere Unterschiede zwischen den einzelnen Gesteinen festzustellen. So konnte er bereits an den Einschlüssen der Basalte der Banne d'Ordanche im Mt. Dore-Gebiet zeigen, daß sie sich durch ihre essexitische Natur von den dioritisch-gabbroiden Einschlüssen wesentlich unterscheiden.

Der Tinguait von Dzaoudzi enthält 8% Ägirinaugit in feinen Nadeln mit Ägirinkränzen und etwas Orthoklas, in einer farblosen isotropen Masse

von Glas und Analcim. Er enthält nur wenig potentiellen Nephelin, stellt also einen Tinguaitobsidian dar, mit Analcim als fast alleinigem hellen Bestandteil.

Analysen (von RAOULT): 1. sehr glasreicher Basalt, Oussivo, III. 5. 3'. 4; 2. essexitischer Basalt, Karthala, Lava von 1860, III. (5) (6), 3. 4; 3. körniger Essexit, Ziani, III'. 6. 3. 4; 4. Ankaramit, Ikoni, [IV. 5'. 3'. 4]; 5. limburgitischer Ankaratrit, Bangui Kouni [VI. 7. 3'. 4]; 6. Analcim-Tinguait, Dzaoudzi, I (II). 5. (1) (2). 4.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	47,36	46,50	45,10	45,84	42,00	56,50
Al ₂ O ₃	12,50	14,66	14,58	7,45	11,04	19,24
Fe ₂ O ₃	2,26	3,69	3,47	1,66	3,94	4,04
FeO	10,51	9,32	9,10	9,64	7,71	1,29
MgO	7,05	6,04	7,20	16,76	16,38	0,88
CaO	13,24	12,00	10,96	12,64	12,50	2,10
Na ₂ O	2,25	3,33	3,86	1,38	2,32	7,53
K ₂ O	1,37	1,38	1,57	0,99	1,65	3,91
TiO ₂	2,87	2,29	2,42	3,00	1,83	0,65
P ₂ O ₅	0,44	0,41	0,63	0,42	0,53	0,08
H ₂ O b. 105° .	0,09	0,16	0,17	0,10	0,04	1,42
H ₂ O b. Gl. .	0,18	0,10	0,85	0,32	0,37	2,74
Sa.	100,12	99,98	99,91	100,20	100,31	100,18

W. Eitel.

A. Lacroix: Über einige melanokrate Effusivgesteine von den französischen Kolonien des Indischen und Pazifischen Ozeans. (Compt. rend. 163. 1916. 177—183.)

Verf. empfiehlt für petrologische Betrachtungen die Einführung einer systematischen Unterscheidung von fünf Gesteinsgruppen: hololeukokrate (mit weniger als 12,5 % farbiger Bestandteile), leukokrate (mit 12,5—37,5 % ders.), mesokrate (mit 37,5—62,5 %), melanokrate (mit 62,5—87,5 %) und holomelanokrate (mit mehr als 87,5 % farbiger Gemengteile). Diese Einteilung deckt sich fast mit der von Cross, Iddings, Washington und Pirsson vorgeschlagenen und erlaubt, einen „virtuellen“ Mineralbestand [die „Norm“] zu berechnen. Heteromorphe Typen nennt Lacroix solche Gesteine, welche bei gleichem Chemismus mineralogisch verschieden sind. So sollte ein in Gangform auftretendes Diopsid-Bronzit-Granat-Spinellgestein der Pyrenäen nach der Typenformel 30 % Anorthit enthalten, der aber nur als „potentielles“ Anorthitmolekül vorhanden ist. Die genannten Ariegite sind heteromorphe Typen der Gabbrenen. So ist z. B. auch der Sommit heteromorph zu den Leucit-tephriten, die Leucitbimssteine von Pompeji heteromorph zum Nephelinsyenit von Beemerville. Die im folgenden behandelten Gesteine sind heteromorph zu Peridotit und Pyroxenit.

I. Feldspatpikrite. In rezenten Laven hat Verf. solche Gesteine wohl zum ersten Male beschrieben (Bull. soc. géol. Fr. 10. 1910. 119), und

zwar von Tahiti sowie von Réunion und Hawaii. Sie enthalten bis 70 % Olivin und führen Einsprenglinge von Olivin und Augit in einer körnigen doleritischen Grundmasse mit schwarzem Glase.

Analysen. Verf. schreibt in eckigen Klammern [] (im Original auch in Kursivschrift) die Typenformel der melanokraten Gesteine auf Grund einer besonderen IV. Klasse des Cross'schen Systems, deren Unterabteilungen nach denselben Prinzipien abzuleiten sind, wie bei den Klassen I—III, d. h. durch Berücksichtigung der leukokraten Bestandteile.

1. Feldspatpikrit von Réunion, Piton de la Fournaise (Anal. BOITEAU) [IV. 5. 4. 4]; 2. do., Papenoo, Tahiti (Anal. PISANI) [IV. 5. '4. 4']; 3. do., Putua, Gambier-Archipel (RAOULT) [IV. 5'. 3 (4). 3']; 4. Peridotit (Wehrlit), Itsindra, Madagaskar (PISANI) [IV. 5. (3) 4. 4]; 5. Harrisit, Mât-Fluß, Réunion (BOITEAU) [IV (V). 5. 4 (5). 3].

Die beschriebenen Gesteine enthalten wenig Tonerde und Alkalien, viel Magnesia, und der Titangehalt nimmt mit zunehmendem Magnesia-gehalt ab. Kalk ist im Verhältnis zur Magnesia wenig vorhanden (Unterschied gegenüber den Ankaramiten).

II. Ankaramite. Etwas weniger eisenhaltige Gesteine mit verhältnismäßig mehr Kalk und Kieselsäure. Infolgedessen gewinnt der Pyroxen das Übergewicht über den Peridot, die Gesteine sind also heteromorph zu den Pyroxeniten. Im Gebiet von Ampasindava auf Madagaskar begleiten derartige Gesteine die Alkaligesteine, so einige Kilometer nördlich Ankaramy in Gestalt eines Ganges. Die Ankaramite führen stets etwas Labrador in der Grundmasse, so auch im Gestein von Iconi im Südwesten der Großen Komore.

Analysen. 6. Nördlich Ankaramy (BOITEAU) [IV. 5. 3. (3) (4)]; 7. Iconi (RAOULT) [IV. 5'. 3. '4]; zum Vergleich 8. ein feldspathaltiger Olivin-Pyroxenit von Ambatofotsy, Madagaskar [IV. 5. (3) 4. 4'].

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO ₂ . . .	43,96	43,85	41,24	42,70	41,68	43,27	45,84	46,01
Al ₂ O ₃ . . .	9,84	9,07	4,51	6,70	6,28	7,54	7,45	6,36
Fe ₂ O ₃ . . .	3,04	1,02	3,10	2,15	2,64	2,32	1,66	4,22
FeO . . .	10,40	9,51	10,39	7,60	9,32	6,18	9,64	7,52
MgO . . .	20,70	23,40	33,10	26,70	29,65	17,65	16,76	16,95
CaO . . .	7,93	7,90	4,90	9,51	7,28	13,72	12,64	15,10
Na ₂ O . . .	1,48	1,30	0,76	1,23	0,44	1,26	1,38	1,11
K ₂ O . . .	0,62	0,54	0,37	0,53	0,46	1,14	0,99	0,40
TiO ₂ . . .	2,07	1,88	0,70	1,02	0,49	1,25	3,00	1,36
P ₂ O ₅ . . .	0,25	0,38	0,05	Spur	0,06	0,38	0,42	0,70
H ₂ O b. 105°	—	1,62	0,40	2,70	1,96	0,22	0,10	0,11
H ₂ O b. Gl. .	—	—	0,59	—	—	—	0,32	0,48
Summe . .	100,29	100,47	100,11	100,84	100,26	100,54	100,20	100,32
						+ 4,32 CO ₂		

W. Eitel.

Pereira de Sousa: Beiträge zur Petrographie des südwestlichen Angola. (Compt. rend. 162. 1916. 692—694.)

In Mossamedes herrschen in den Küstenstrichen tertiäre marine Ablagerungen, die im Süden an ein Tableau von Granitgneis angrenzen; im Norden von Mossamedes bis zur Serra de Chella trifft man außer dem Tertiär in den Gruben von Giraul einen quarzhaltigen Andesit und dann bis östlich Pedra Grande einen Biotitgranit mit großen Titanitkristallen. Alsdann ist eine metamorphe Formation entwickelt, welche aus Glimmerschiefern und schwarzen Quarziten besteht, bis an der Serra de Jumba wiederum ein mikroklinhaltiger Biotit-Hornblendegranit auftritt, der von Diorit-, Quarzdiorit- und Kersantitgängen durchschwärmt wird. Die Schichten des Dolomits von Chivinguiro gleichen den Gesteinen von Bothaland und Otavi und sind vermutlich devonisch oder silurisch. Der typische Kalk-Alkaligranit findet sich wieder bei Chibia, im Südosten der Serra de Chella. Von Nionga bis Tchitungnira entwickeln sich Gabbroen mit Aplitadern; an der Grenze gegen den Granit streicht ein quarzhaltiger Norit aus, dann Anorthosite, Gabbroenrite und bei Amuti ein Quarznorit. Der Granit ist bis östlich Fort Quipongo entwickelt, mit Einlagerungen von Troktolith und Hypersthendiabas. Weiter östlich bis zum Kuene trifft man Diabas, Olivindiabas, Quarzdiabas, Augitlabradorit, Rhyolithe, Epidot- und Prehnitfelse etc. In südsüdöstlicher Richtung folgt auf Granit 5 km vor Serradores ein großes Gebiet mit Olivinggabbro, Troktolith und Anorthosit, mit Mikrogranit- und Pegmatitgängen sowie mit Alkalisyenit, der Mikroperthit, Zirkon und Amphibol (dem Hastingsit nahestehend) enthält. Im Norden von Angola findet er sich bei Senza de Itombe und Bango (siehe Compt. rend. 157. 1913) unter ganz ähnlichen Umständen mit Ägirin-Augit; der gleiche Alkalisyenit ist weiter westlich noch bei Pocola entwickelt. Der Gabbro herrscht südwärts bis Chabiqua; bei Otchinjau und Jukundja findet sich gleichzeitig ein Mikroperthitgranit mit Riebeckit und Ilmenit und ein Kalkalkaligranit mit Myrmekit. Im äußersten Südsüdwesten von Angola treten im Granit Dunite und Serpentine, Limburgite und Monchiquite in die Erscheinung. Merkwürdig ist in diesem Gebiet das innige Zusammenvorkommen von echten Alkali- und echten Kalkalkaligesteinen. Im Süden, im Bothaland, fanden sich Diamanten; es ist wohl möglich, daß diese mit den Magnesiasilikatgesteinen genetisch zusammenhängen.

W. Eitel.

Nord-Amerika. Mexiko.

Miller, W. J.: Features of a body of Anorthosite-Gabbro in Northern New York. (Journ. Geol. 29. 30.—47. 7 Fig. 1921.)

H. P. Cushing: Structure of the Anorthosite Body in the Adirondacks. (Journ. of Geol. 25. 501—509. 1917.)

N. L. Bowen: Adirondack Intrusives. (Ibid. 509—512.)

H. P. Cushing: Adirondack Intrusives. (Ibid. 512—514.)

Im Anschluß an N. L. BOWEN's Darstellung der Gabbro-Anorthosit-Syenit-Massen in den Adirondacks betont H. P. CUSHING, daß nach seinen Aufnahmen die auf Orthogneis aufliegende Greenville series von den jüngeren Intrusivmassen getrennt durchbrochen wurden, diese mithin nicht den von BOWEN angenommenen großen Lakkolithen bildeten und daß bei der Differentiation in situ nur Anorthosit-Gabbro und Anorthosit entstand, während die Syenite in mehreren, etwas jüngeren und vom Anorthosit getrennten Massen auftreten, während BOWEN die Tatsache, daß der Anorthosit in den tiefer erodierten und der Syenit im wesentlichen in den höheren Horizonten auftritt, mit der Annahme, der Syenit habe den Anorthosit durchbrochen, nicht für vereinbar hält.

Milch.

B. K. EMERSON: Northfieldit, Pegmatit und Pegmatit-schiefer. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 40. 212—217. 1915.)

Der Granitgneis von Willrahan, Mass., wird in seiner nördlichen Fortsetzung bis Northfield immer ausgeprägter kieselsäurereich, und zwar von einem 65,02 % SiO_2 -führenden basischen Gestein vom Monson-Batholith über das 72,45 % SiO_2 -führende Gestein von Pelham in einen extrem aziden Aplit, der in einen regelrechten Quarzfelsen am Crag Mountain von mehr als 300 Fuß Mächtigkeit übergeht. Die grobkörnigen Gesteine dieser Art ähneln einem Gangquarz oder einem Greisen, die feinerkörnigen dem cambrischen Quarzit von Berkshire. Diese Quarzgesteine sind offenbar nicht das Produkt pneumatolytischer Wirkungen, sondern wohl ein primäres ultrasaures Differentiat des Magmas selbst. Verf. bezeichnet es als Northfieldit. An vielen Stellen ist in der Tat ein kontinuierlicher Übergang des Gneises in Northfieldit sichtbar, so am Crag Mt. und am Mt. Orient bei Pelham. Das Gestein zeigt unter dem Mikroskop grobverzahnte Quarzkörner mit negativen Kristalleinschlüssen, wenig Muscovit und kleine Kristalle von Turmalin und Zirkon. Magnetit und Biotit findet sich im südlichen Auskeilen des Gesteins bei der Vereinigung der Bäche Jack und Keyup; große Gänge normalen Pegmatits erscheinen am Wege südlich des Crag Mountain. Ein zweites Vorkommen des Gesteins findet sich längs des Weges von Ashuelot und längs des Baches Perchog, sowie nördlich Tullyville, ferner im östlichen Teil von Warwick, am Mallard Hill.

Am Crag Mountain findet sich mit dem Northfieldit ein grobkörniger Muscovit-Pegmatitschiefer, mit viel Granat, der unter einem sedimentären Hornblendeschiefer untertaucht. Der Northfieldit vom Mt. Orient in Pelham besteht aus 120 Fuß mächtigem Gestein mit 93 % SiO_2 , vom äußeren Habitus eines schwach aktinolith- oder biotitführenden Quarzits oder eines extrem quarzreichen Aplits. Unter diesem Northfieldit findet sich der Gneis als feinkörniges hellgefärbtes Gestein mit Biotit und Granat, Zirkon, Rutil und etwas Feldspat. Im westlichen Teil des Gebietes enthält der Northfieldit kleine Nadeln von Aktinolith und Tremolit, doch ist es möglich,

daß diese Mineralien ein Absorptionsrest des auflagernden Bernardston-Kalksteins sind. Tatsächlich finden sich kleine Einschlüsse eines grobkörnigen Kalksteins im Northfieldit 2 Meilen nördlich des Mt. Orient, und am Kontakt desselben beobachtet man noch mehr und gröber kristallinen Aktinolith.

Analysen: 1. Northfieldit, Mt. Orient, mit wenig Aktinolith (E. F. ALLEN); 2. do., 60 Fuß unterhalb des Gipfels auf dem westlichen Abhang, mit etwas Biotit (ALLEN); 3. grobkörniger Northfieldit mit Aktinolith und Biotit, Loch am östlichen Fuß des Mt. Orient (ALLEN); 4. stark aktinolithführender Northfieldit vom Mt. Orient mit kleinen Graphit-schuppen (frei von Molybdän) (ALLEN); 5. Northfieldit, 2 Zoll vom Kalkstein entfernt, 2 Meilen nordöstlich Mt. Orient (ZINN).

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	93,38	93,20	83,04	80,63	93,48
Al ₂ O ₃	3,09	2,86	6,92	6,22	—
Fe ₂ O ₃ + FeO	0,72	0,79	1,34	1,59	—
TiO ₂	0,12	0,12	0,12	0,21	—
CaO	0,34	0,68	3,20	3,69	—
MgO	0,43	0,27	1,98	3,27	—
Na ₂ O	0,50	n. best.	n. best.	n. best.	—
K ₂ O	1,32	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	0,04	0,02	—
Summe	99,90	97,92	96,64	95,63	

Die Analysen entsprechen der Norm mit 83,7 % Quarz, 7,8 % Orthoklas, 4,2 % Albit, 1,7 % Anorthit, 1,89 % Hypersthen, 0,3 % Ilmenit: I. 1 (2). 1—2. 3.

2 Meilen nördlich des Mt. Orient treten grob- und feinkörnige Spielarten des Northfieldits mit Gneisen und Dioriten in Berührung. Ähnliche Gesteine wie der Northfieldit sind vom Freiburger Gebiet bekannt, mit Turmalin und Rutil, die als saure Nachschübe des Granitgneises gedeutet werden (s. C. GÄBERT, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 59. 322. 1907). Ferner lassen sich die Gesteine von Adriaans Kop in Südafrika (mit 97,43 % Quarz) vergleichen (s. IDDINGS, Ign. Rocks. II. 29. 1903) sowie diejenigen von Eskdale, England, mit 96,43 % Quarz. Ähnliche ultrasaure aplitische Gesteine sind bekannt von Uxbridge vom Milfordgranit; so enthielt ein Vorkommen $\frac{1}{2}$ Meile nördlich Millville 87,51 % SiO₂, während der normale Granit nur 77—78 % SiO₂ enthält; das Quarzgestein ist dort zwischen Granit und Dioritschiefer eingelagert.

W. Eitel.

W. G. Foye: Nephelinsyenite von Haliburton Co., Ontario. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 40. 413—436. 1915.)

Beschreibung von Nephelinsyenitlakkolithen im zentralen Ontario, der eine südöstlich Gooderham, der andere südwestlich Tory Hill (vgl.

ADAMS-BARLOW, Canad. Geol. Surv. Mem. No. 6. 1910). Der erstere besteht aus rotem Umptekit, eigentlichem Nephelinsyenit (Canadit) und Nephelinpegmatit; eine ausgezeichnete Differentiationsfolge ist durch die intensive Wirkung der die Magmen durchtränkenden pneumatolytischen Agentien möglich geworden. Der Kontakt an dem Kalkstein ist durch eine Kaolinisierungszone von 1—2 Fuß Breite gekennzeichnet, der Kalk selbst grobkristallin geworden und an der Grenze mit Skapolith, apfelgrünem Apatit und etwas Magnetkies durchsetzt. Der rote Umptekit führt Orthoklas, Mikroklin, Albit (Ab_9An_1), Mikroklinmikroperthit, Biotit, etwas grüne Hornblende, primären Calcit und Zirkon. Der Canadit (QUENSEL, Bull. Geol. Institut. Upsala. 12. 135. 1914) enthält vorherrschend Albit, dann Mikroperthit, Nephelin, ziemlich viel Biotit und etwas Calcit. Eine Analyse ist nicht vorhanden, doch ist das Gestein praktisch identisch mit dem von ADAMS und BARLOW analysierten Nephelinsyenit von Monmouth: 51,58 SiO_2 , 0,35 TiO_2 , 19,40 Al_2O_3 , 4,26 Fe_2O_3 , 5,29 FeO , 0,49 MgO , 0,20 MnO , 3,64 CaO , 7,49 Na_2O , 4,23 K_2O , 0,15 P_2O_5 , 1,53 CO_2 , 1,02 H_2O ; Summe 99,59. (II. 6. 2. 4.)

In dem Nephelinpegmatit herrscht Nephelin, Sodalith und Calcit vor, ferner findet sich Albit in Körnern, mit Calcitkristallen längs den Zwillings Ebenen eingewachsen, endlich etwas Skapolith, Magnetkies und wenig Glimmer. Die kaolinisierten Partien am Kontakt führen ungefähr 20 % Nephelin, Biotit und kleine Kristalle von rotem Granat; 50 % des Gesteins ist Kaolin, dazwischen findet sich resorbierter Calcit eingelagert, ferner Apatit in großen Kristallen. Verf. vermutet, daß die Kaolinisierung durch carbonathaltige Wässer während der letzten Periode der pneumatolytischen Tätigkeit stattfand.

Der Crescentic-Lakkolith bei Tory Hill wird ebenfalls von Kalkstein umgeben, und ist von einem Granitpegmatit im Süden begleitet; an der nördlichen Grenze befindet sich ein basischer Nephelinfels mit vorwiegendem Granat und Pyroxen, der in Nephelin-Hornblendefels und in Monmouthit übergeht. Graphit findet sich in Massen in den zwischen den beiden Teilen des Lakkolithen eingeschalteten Kalken. Der Lakkolith stellt ein vorzügliches Beispiel der gravitativen magmatischen Differentiation dar, der rote Nephelinsyenit von Gooderham ist hier nicht zu finden, offenbar ist er dort erst nachträglich intrudiert worden. Der Granat-Pyroxenfels enthält außer den genannten Mineralien noch Calcit und Albit in allotriomorph-körniger Masse. Eine Analyse eines etwas weniger basischen Felses dieser Art gab ADAMS und BARLOW (l. c. p. 269): 43,67 SiO_2 , 0,78 TiO_2 , 20,91 Al_2O_3 , 3,59 Fe_2O_3 , 8,01 FeO , 1,46 MgO , 0,05 MnO , 7,37 CaO , 6,73 Na_2O , 2,25 K_2O , 0,11 P_2O_5 , 2,37 CO_2 , 2,52 H_2O ; Summe 99,77. (III. 6. 2. 4.)

Das Nephelin-Hornblendegestein enthält einen tiefschwarzen Amphibol mit blaugrünem und braunem Pleochroismus, ziemlich viel apfelgrünen Pyroxen, mit etwas Granat, Albit, Calcit und Apatit; das Gestein zeigt deutliche Druckbeanspruchung. Eine Analyse des gleichen Gesteins gibt ebenfalls ADAMS und BARLOW: 42,72 SiO_2 , 0,38 TiO_2 , 25,08 Al_2O_3 ,

2,00 Fe_2O_3 , 4,36 FeO , 0,97 MgO , 0,16 MnO , 6,92 CaO , 11,02 Na_2O , 2,69 K_2O , 0,19 P_2O_5 , 2,99 CO_2 , 0,88 H_2O ; Summe 100,36. (II. 7. 2. 4.)

Der Monmouthit wurde von ADAMS (Amer. Journ. of Sc. (4.) 17. 1904. 272—276) vom gleichen Fundort zuerst beschrieben. Der hier untersuchte Fels enthält allerdings keinen Hastingsit oder Cancrinit; er besteht aus sehr viel Nephelin und Biotit, dann aus Skapolith, Albit und wenig Kaolin nebst Calcit. Der typische Monmouthit hat nach ADAMS und BARLOW die Zusammensetzung: 39,79 SiO_2 , 0,13 TiO_2 , 30,59 Al_2O_3 , 0,44 Fe_2O_3 , 2,19 FeO , 0,60 MgO , 0,03 MnO , 5,75 CaO , 13,25 Na_2O , 3,88 K_2O , 2,17 CO_2 , Spur SO_3 , 0,02 Cl , 0,07 S , 1,00 H_2O ; Summe 99,86. (I. 8. 2. 4.)

Ein schieferiger Nephelin-Biotitfels ist am östlichen und nordöstlichen Teile des Lakkolithen ausgebildet, der sehr viel Albit und Orthoklas sowie etwas Magnetkies und Calcit führt. Der pegmatitische Nephelinsyenit besteht zum großen Teile aus Mikroperthit, Nephelin, Albit, weniger Hornblende, Calcit und Titanit.

Im zweiten Teile der Arbeit beschäftigt sich Verf. mit der Entstehung der Nephelinsyenite; nach SMYTH (Amer. Journ. of Sc. (4.) 36. 33—46. 1913) ist der Nephelin und Sodalith ein Produkt der pneumatolytischen Wirkung, so fand auch MERISCH (Tscherm. Mitt. 8. 188. 1887) und LACROIX (Mus. d'Hist. Nat. Paris. (4.) 9. 101. 1907) diese Mineralien als Sublimationsprodukte auf Bomben der Somma. BROEGGER (Zeitschr. f. Krist. 16. 167. 1890) beobachtete die Bildung von Sodalith aus Nephelin. Ähnliches erwähnt LACROIX an Nephelinsyeniten vom Los-Archipel, entsprechend CLARKE (Amer. Journ. of Sc. (3.) 31. 268) am Litchfieldit. LEMBERG (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 35. 582. 1883) stellte aus Nephelin den Sodalith durch Behandeln mit 20 %iger Natriumchloridlösung her. An Nephelinsyeniten vom Ice River, Brit.-Col., kann man deutlich sehen, wie der Sodalith auf mannigfach verzweigten Wegen durch Eindringen pneumatolytischer Agentien in den Nephelin entstanden ist. Im Gebiete von Haliburton ist die innige Verknüpfung der Nephelinsyenite mit Granitpegmatit bezeichnend; offenbar war das Muttermagma des Gooderham-Lakkolithen mit pneumatolytischen Gasen außerordentlich beladen, weil hier der Nephelinpegmatit eine ungewöhnlich große Rolle spielt. Der Mikroklin wurde durch Albit ersetzt, der Albit alsdann durch Nephelin, und dieser wiederum durch Sodalith, es waren also besonders an Chlor, Kohlendioxyd, Phosphor und Schwefel reiche Gase tätig. Verf. zeigt, daß der durch die Umsetzung der magmatischen Lösungen mit Kalkstein entstandene Amphibolit ebensoviel Kieselsäure, Tonerde und Natron aufgenommen hat, wie der Nephelinsyenit selbst enthält. Der Kalkstein erscheint zuerst mit Diopsidkristallen durchsetzt, dann gesellte sich Skapolith dazu, später entwickelte sich Feldspat und endlich wurde der Pyroxen in Amphibol umgewandelt. Die Amphibolite können nicht durch eine einfache Reaktion zwischen bestimmten Mengen von Granit und Kalkstein entstanden sein, denn Natron, Kali, Tonerde und Kieselsäure ist in ganz anderem Mengeverhältnis in beiden Gesteinen des Haliburton-Distrikts vorhanden:

	Roter Granit	Amphibolit
SiO ₂	76,99	50,00
Al ₂ O ₃	12,45	18,84
Fe ₂ O ₃	1,03	2,57
FeO	0,49	5,51
MgO	0,21	4,63
CaO	0,98	10,65
MnO	Spur	Spur
Na ₂ O	3,46	4,46
K ₂ O	4,29	1,18
TiO ₂	—	0,82
H ₂ O	0,26	1,00
Cl	—	0,10
S	—	0,03
CO ₂	—	0,10
Summe	100,16	99,97

In den Kalken von Grenville findet sich der Granit vorwiegend in pegmatitischer Ausbildung; die reichlichen Gase des Magmas durchdrangen die Kalke längs den am wenigsten widerstandsfähigsten Flächen, noch bevor das Magma selbst intrudiert wurde. Auf diese Weise entstanden die abwechselnden „lit-par-lit“-Strukturen des ganzen Gebietes, die immer durch die Abwechslung von Granit und Amphibolit sich kennzeichnen. Der Nephelinsyenit ist während der Intrusion des Granits als Differentiat gebildet worden. Der hohe Nephelingeht in der Nephelinpegmatite in den Schmelzresten erklärt sich durch eine Wechselwirkung des Kalksteins mit dem Granitmagma unter Freiwerden von Natron. Ähnliches kennt man von Bancroft in Ontario (vgl. DALY, *Ign. rocks and th. origin.* 431. 1915). Skapolithfelse in der Art der beschriebenen sind auch von Craigmont, Ontario, in Begleitung von Korundsyenit bekannt. Mejonit ist neben Nephelin häufig in den Bomben der Somma, und ähnliche Gebilde beschreibt BRAUNS vom Laacher See. In den Canaditen von Almunge, Schweden, fand QUENSEL (*Centralbl. f. Min. etc.* 1915. 205) Vesuvian, und GOLDSCHMIDT (*dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIX. 1914. 193*) kennt Sandsteine mit Calcitlinsen, in denen Natron angereichert ist, während der in Lösung gegangene Kalk als Prehnit, Klinozoisit, Diopsid und Skapolith auf schmalen Spalten abgesetzt wurde.

Verf. folgert, daß die Vergesellschaftung von Granitpegmatit und Nephelinsyenit auf gemeinsamen magmatischen Ursprung hinweist, daß die Schmelzlösungen des Nephelinsyenits aber erst nahe der Erdoberfläche gebildet worden seien, und zwar durch Wechselwirkung von Granitmagma und Kalkstein. Die dabei freiwerdenden Natronmengen haben z. T. auch in die Amphibolite Eingang gefunden.

W. Eitel.

Zentral- und Süd-Amerika. Westindische Inseln.

Bergt, W.: Natur und Entstehung der Gneise der ecuatorianischen Ostkordillere. (Centralbl. f. Min. etc. 1921. 161—168.)

Semmes, D. R.: The geology of the San Juan District, Porto Rico. (Sci. Surv. Porto Rico and Virgin Isl. 1, 1. 33—110. Karte. Diagr. Fig. New York. Acad. Sci. 1919.) [Ref. Geogr. Rev. 10. 426. 1920.]

E. C. Harder and R. T. Chamberlin: The Geology of Central Minas Geraes, Brazil. (Journ. of Geology. 23. 341—378, 385—424. 25 Fig. 1915.)

Die Verfasser geben im ersten Teil eine geologische Übersicht über den durch seinen Reichtum an Eisen- und Manganerzen, Gold und Diamant besonders wichtigen zentralen Teil von Minas Geraes, der sich wesentlich aus wahrscheinlich archaischem Gneis, Granit und kristallinen Schiefen und einer wahrscheinlich algonkischen sedimentären Schichtfolge aufbaut. Zu dieser algonkischen Schichtfolge wird die Itabira-Eisenformation gerechnet und die Ausscheidung der sedimentär abgesetzten Eisenmassen wesentlich auf die Tätigkeit von Eisenbakterien zurückgeführt. Die an einigen Stellen auf den alten Sedimenten aufliegenden, örtlich durch ihre Diamantenführung berühmten Diamantina-Konglomerate werden als mesozoisch oder alttertiär bezeichnet; auch die jüngeren tertiären und quaternären Gerölle und Sande, zu denen das bekannte aus Geröllen der Eisenformation mit Eisenhydroxyd als Cäment bestehende Canga-Konglomerat gehört, enthalten an einigen Punkten Diamant.

Der zweite Teil schildert die wichtigsten Lagerstätten der nutzbaren Minerale unter Verarbeitung der großen Literatur auf Grund eigener Anschauung. Kartenskizzen und Profile sowie charakteristische Landschaftsbilder erhöhen den Wert der übersichtlichen Zusammenstellung.

Milch.

Australien.

Tilley, C. E.: The granite-gneisses of Southern Eyre Peninsula (South Australia) and their associated amphibolites. (Proc. Geol. Soc. London. No. 1065. 11. 2. 21. 43.)

Allgemeine Geologie.

Allgemeines.

- Kranz, W.: Beiträge zur Entwicklung der Kriegsgeologie. (Geol. Rdsch. 11. 329—349. 1 Fig. 1920.)
- Seidlitz, W. von: Revolutionen in der Erdgeschichte. Jena 1920.
- Schmidt, C. W.: Geologisch-mineralogisches Wörterbuch. Teubners kleine Fachwörterbücher. 6. 198 p. 211 Abbild. Leipzig und Berlin 1921.
- Koßmat, F.: RICHARD BECK, Nekrolog. (Ber. ü. d. Verh. d. Sächs. Akad. d. Wissensch. Math.-phys. Kl. 71. 347—364. 1920.)
- Andrée, K.: Geologie in Tabellen, für Studierende der Geologie, Mineralogie und des Bergfachs, der Geographie und der Landwirtschaft. Mit 9 Fig. Berlin 1921. I. Teil.
- Philippson, A.: Grundzüge der Allgemeinen Geographie. I. Einleitung, Mathematische Geographie, Atmosphärenkunde. Leipzig 1921.
- Höfer-Heimhalt, H. v.: Anleitung zum geologischen Beobachten, Kartieren und Profilieren. 2. vermehrte Auflage. Braunschweig. Mit 27 Abbildungen. 1921.
- Born, A.: Allgemeine Geologie und Stratigraphie. (Wissenschaftliche Forschungsberichte. Naturwissenschaftliche Reihe. Herausgegeben von R. E. LIESEGANG. Bd. II. Dresden u. Leipzig 1921.)
- Strahan, A.: Geology at the seat of war. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] 4. 1917. 68—74.)
- Ambrohn, R.: Objektives von der Wünschelrute. (Umschau. 247—251. 4 Fig. 1920.)
- Der Zusammenhang von Wünschelrutenwirkung und geologischen Besonderheiten des Untergrundes. (Glückauf. 55. 893—897, 913—917. 3 Kärtchen.)
- Stremme, H. und E. Moldenhauer: Ingenieurgeologische Baugrunderkennungskarte der Stadt Danzig. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 29. 1921. 97—100. Mit 2 Textfig.)
- Sosman, R. B.: Umriß der geophysikalisch-chemischen Probleme. (Proc. Nat. Ac. Sci. Wash. 6. 592—601. 1920.) [Ref. Chem. Centralbl. 654. 1921.]
- Penck, W.: Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse. (Ber. Math.-phys. Kl. Sächs. Akad. d. Wissensch. 72. 65—102. 1920.)

Physiographische Geologie.

- Bauer, L. A.: Land magnetic observations 1905—1910. (Carnegie Inst. Washington 1912. 189 p. 10 Taf.)
- Bauer, L. A. and J. A. Fleming: II. Land magnetic observations 1911—1913, and reports on spec. researches. (Ebenda. 1915. 282 p. 13 Taf. 9 Fig.)

- Bauer, L. A., J. A. Fleming, W. J. Peters, J. P. Ault and W. F. G. Swann: III. Ocean magnetic observations 1905—1916 and rep. on spec. res. (Ebenda. 1917. 455 p. 26 Taf. 36 Fig.)
- Eckardt, W. R.: Die WEGENER'sche Verschiebungshypothese und die geologischen Klimate. (Centralbl. f. Min. etc. 1921. 259—265.)
- Schulz, B.: Die ALFRED WEGENER'sche Theorie der Entstehung der Kontinente und Ozeane. (Natw. 241—249. 1921.)
- Wing Easton, Ir. N.: On some extensions of WEGENER's hypotheses and their bearing upon the meaning of the terms geosynclines and isostasy. (Verh. geol.-mijnbouwk. Genootsch. v. Nederl. en Kol. Geol. Ser. Deel 5. 113—133. 1921.)
- Koßmat, F.: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. (Abh. Math.-phys. Kl. d. Sächs. Ak. d. Wiss. 38, II. 62 p. 1 Karte u. 6 Textfig. 1921.)
- Daly, R. A.: A recent worldwide sinking of Ocean-level. (Geol. Mag. 57. 246—61. 1920.)
- Deeley, R. M.: Climate and time. (Geol. Mag. [N. S. 6.] 6. 57—59. 1919.)
— Cyclones and climate. (Geol. Mag. [N. S. 6.] 6. 158—162. 2 Textabb. 1919.)
- Schmidt, Axel: Über Schwankungen der geothermischen Tiefenstufe innerhalb Württembergs. (Jahresber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver. N. F. 10. 59—62. 1921.)

W. H. Hobbs: Assumptions Involved in the Doctrine of Isostatic Compensation, with a Note on HECKER's Determination of Gravity at Sea. (Journ. of Geol. 24. 690—717. 4 Fig. 1916.)

Verf. gibt zunächst eine Übersicht über die Entwicklung der Lehre von der Isostasie, nach seiner Auffassung eine Folge der Anschauung, daß eine dünne Erdkruste über einem schmelzflüssigen Innern die emporragenden Massen der Erdoberfläche nicht tragen könne, ohne nachzugeben; der Geologie legte besonders die Mächtigkeit von Flachwasser-Sedimenten in Geosynklinalen die Annahme hoher Plastizität der Erdrinde, die Voraussetzung der Lehre von der Kompensation und Isostasie, nahe. Während für diesen Standpunkt die Niveauveränderungen die Folge und nicht die Ursache der Sedimentation sind, so sind sie umgekehrt unter der Voraussetzung einer starren Erde die Ursache der starken Sedimentation. Sodann wendet er sich gegen J. F. HAYFORD, der als Ergebnis langjähriger Forschung die Isostasie als unweigerlich nachgewiesen bezeichnet und keinen Einspruch der Geologen gelten läßt, sondern von ihnen fordert, daß sie ihre Theorien dieser Erkenntnis anzupassen haben. Verf. macht zunächst darauf aufmerksam, daß im Widerspruch zu geologischen Tatsachen stehenden Berechnungen der „so-called exact sciences“ zu Unrecht vielfach zwingende Bedeutung zugeschrieben wird, wie Lord KELVIN's Berechnung des Alters der Erde seit Beginn des

Lebens auf ihr zeigt, deren Grundlagen sich durch die Rolle des Radiums der Erdrinde als gänzlich falsch herausgestellt haben; ganz entsprechend hat sich HAYFORD's Angabe, auch wenn die Erde die Festigkeit des Granits hätte, könnte sie, ohne nachzugeben, das Gewicht der herausragenden Massen nicht ertragen, durch die Untersuchungen von F. D. ADAMS und L. V. KING als irrig erwiesen, die eine um das Vielfache steigende Widerstandsfähigkeit von Granit unter Druck bei erhöhter Temperatur experimentell gefunden haben. Neue unveröffentlichte Versuche von P. W. BRIDGMAN haben zunächst für einige Stoffe ein überaus starkes Anwachsen der Viskosität mit zunehmendem Druck (um das 200fache bei einer Zunahme von 1000 Atmosphären) nachgewiesen — auch sie beweisen das Unzulässige der Annahme HAYFORD's. Die Annahme einer „Ausgleichsfläche“ in einer Tiefe von 122 km (76 miles) setzt zunächst die PRATT'sche Hypothese als bewiesen voraus und leidet unter dem geologischen Fehler, daß sie die Gesteinsbeschaffenheit bis in diese Tiefe hinab als durchaus gleich der der Oberfläche annimmt; da HAYFORD in seinen späteren Bestimmungen für diese neben der Korrektur für die örtlichen Verhältnisse auch eine Korrektur für „Kompensation“ auf Grund dieser Ausgleichsfläche annimmt, so beschränkt sich Verf. auf die älteren Bestimmungen. Gegen die theoretische Verwendung dieser durch HAYFORD erhebt er den Einwurf, daß viel zu sehr mit Durchschnittswerten gearbeitet wird, die die örtlichen großen Verschiedenheiten verschwinden lassen, und daß die Möglichkeit, die lokalen Anomalien in der Verteilung der Schwere auf Unregelmäßigkeiten der Begrenzung leichter höherer und schwerer tieferer Erdschalen in der Nähe der Erdoberfläche zurückzuführen, infolge von HAYFORD's stillschweigender Annahme gleicher Zusammensetzung der Erde bis zur Ausgleichsfläche gar nicht in Erwägung gezogen wird; nur hierdurch kann HAYFORD zu der vom Verf. bestrittenen „Feststellung“ kommen, daß für das Gebiet der Vereinigten Staaten die Kompensation nahezu vollständig ist, daß nicht nur der Kontinent im ganzen, sondern seine großen verschiedenen topographischen Züge im einzelnen kompensiert sind, daß die Abweichungen nur $\frac{1}{10}$ vom Durchschnittswert erreichen und daß überhaupt die Verteilung der Masse, die die Schwereanomalien hervorruft, durchaus regelmäßig und systematisch angeordnet ist. Entgegen der Annahme einer gleichmäßigen Kompensation weist Verf. auf bekannte große, durch Schwereanomalien ausgezeichnete Teile der Erde hin, die sich gleichzeitig durch entsprechende Anomalien des Erdmagnetismus und durch Schütterlinien auszeichnen (russische Ebene zwischen Kamiensk—Podolsk, Kasan, Astrachan, Norddeutsche Tiefebene, Teile von Ungarn, Süditalien und Sizilien, Indus—Gangesebene südlich vom Himalaya). Für die Vereinigten Staaten hat nun Verf. von jedem der von HAYFORD gefundenen Abweichungen den gleichfalls von HAYFORD sehr sorgfältig berechneten Anteil der auf die topographischen Verhältnisse entfallenden Anteil der Störung abgezogen; der übrig bleibende Rest ist durch zunächst unbekannte Ursachen hervorgerufen und schwankt in den 774 Stationen zwischen 0 und 89“ 46. Bei 100 Stationen beträgt der

Rest mehr als 50", und diese liegen bis auf 2 sämtlich in dem durch starke seismische Tätigkeit ausgezeichneten Pazifischen Küstengebiet Kaliforniens; eine Karte, in der diese abnormen Stationen (unterschieden nach der Größe der Abweichung) und gleichzeitig die Schütterlinien eingezeichnet sind, zeigt, daß gerade die stärker abweichenden in der Nähe der Schütterlinien liegen, teilweise sogar mit den bei den jüngsten Erdbeben stärkst erschütterten Orten zusammenfallen. Ähnliche Beziehungen zwischen Abnormität der Schwere und seismischer Tätigkeit zeigen Karten für die atlantische Küste der Nordoststaaten, nur ist hier der Wert für den Rest geringer, so daß Abweichungen bis zu 35" hinab berücksichtigt werden.

In einer zusammenfassenden Bemerkung hält Verf. folgende Erklärung für wahrscheinlich. In der oberen Erdkruste besteht eine Neigung zu einer isostatischen Anordnung als Folge diastrophischer Vorgänge, so daß in einem gegebenen Zeitpunkt große Gebiete, augenblicklich beispielsweise der größere Teil der Vereinigten Staaten, tatsächlich kompensiert sind. In Gebieten jüngerer und intensiverer Störung (amerikanische Weststaaten, südliches Vorland des Himalaya), die ihre mangelnde Stabilität auch durch häufige Erdbeben erkennen lassen, ist zu dem gleichen Zeitpunkt keine isostatische Kompensation vorhanden; derartige Gebiete sind ausreichend starr, um das Schwergewicht der aufgetürmten Massen während langer Zeiträume (lang auch im geologischen Sinn) zu ertragen — selbst wenn durch den ausgeübten Druck eine gewisse Schwächung der tieferen Massen eintreten könnte, so würde die hierdurch mögliche Wirkung durch Abtragung und Transport an der Erdoberfläche weit überholt werden.

In einem Anhange wendet sich Verf. gegen die auf Grund der Bestimmungen von O. HECKER ausgesprochene Ansicht F. R. HELMERT's, die Schwerkraft sei über den Tiefen des atlantischen Ozeans zwischen Lissabon und Bahia nahezu normal, d. h. sie habe überall den gleichen Wert wie an der Küste unter der gleichen Breite. Die Untersuchungen HECKER's und HELMERT's haben das große Verdienst, den nur auf Grund einiger Messungen auf Inseln allgemein angenommenen Glauben beseitigt zu haben, die Schwere sei über den Weltmeeren ganz allgemein größer als auf dem Festland — die oben gegebene Schlußfolgerung aus HECKER's Messungen führt er wieder auf zu weit gehende Anwendung von Durchschnittswerten zurück, für die er aus HECKER's Arbeit einige Beispiele auführt. Nach seiner Auffassung zeigen die HECKER'schen Messungen für den Atlantischen, den Indischen und den Stillen Ozean gleichmäßig die größten Abweichungen über den Steilabstürzen des Kontinentalschelfs und besonders über versenkten Gebietsteilen. Hier sind auch wieder die Beziehungen zu Seebeben wichtig; HECKER fand starke Anomalien über dem Senkungsgebiet, das sich von der Mündung des Tajo in der Verlängerung der Tajolinie in das Meer erstreckt, einem Gebiet, in dem mehrere Schiffe beim Erdbeben von Lissabon starke Stöße erhielten, und eine Stelle im Kanal, an der HECKER einen sehr starken Massendefekt maß, der in dem von ihm berechneten Durchschnittswert für

Nordsee und Kanal verschwindet, deckt sich genau mit dem in einem Umkreis von 500 miles einzigen Punkt, an dem E. RUDOLPH ein Seebeben angibt. Ein Vergleich der HECKER'schen Messungen mit RUDOLPH's Seebebenkarte läßt noch weitere Beziehungen zwischen abnormer Schwere und submarinen Erdbeben erkennen.

Milch.

Dynamische Geologie.

Vulkanismus.

- Malladra, A.: Riassunto sull' attività del Vesuvio per l'anno 1917. (Boll. Soc. Natur. Nap. 31. Ser. 2. 11. 1918. 132—163. Mit 3 Textfig.) [Ref. Zeitschr. f. Vulk. 6. 231—238. Mit 3 Fig.]
- Panneboek van Rheden, J. J.: Einige Notizen über die Vulkane auf der Insel Flores (Niederländisch-Ostindien). (Zeitschr. f. Vulkanologie. 5. 109—163. Ohne Jahr. Mit 7 Taf. u. 51 Textfig.)
- Escher, B. G.: De Kloet van een geomorfologisch standpunt beschouwd. (Natuurk. Tijdschr. Ned.-Ind 79, 1. 120—127. Mit 1. Textfig.) [Ref. Zeitschr. Vulk. 6. 238—239. Mit 1 Fig.]
- De Kloet. (Waterstaats-Ing. No 7. 1919. 244.) [Ref. Zeitschr. Vulk. 6. 240—241.]
- Excursie-Gids voor Krakatau. Für den 1. Congr. der Niederl.-Ind. Naturw. Ges. 1919. [Ref. Zeitschr. Vulk. 6. 241—242.]
- Programma van Werkzaamheden voor en te stichten Afdeeling, Commissie voor vulkanologie van de Koninklijk Natuurkundige Vereeniging. (Natuurk. Tijdschr. Ned.-Ind. Deel 78. 2. af.) [Ref. Zeitschr. Vulk. 6. 243.]
- Frater, M.: The volcanic eruption of 1913 on Ambrym Island, New Hebrides. (Geol. Mag. N. Ser. 6. 4. 1917. 496—503.)
- Gregory, J. W.: The Ambrym eruptions of 1913—1914. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] 4. 1917. 529—540. Mit 1 Taf.)
- Omori, F.: The eruption of Sakura-Jima, eruptions and earthquakes. (Bull. Imp. Earthq. Invest. Comm. Tokyo. 8. 1914. 1—34; 1916. 36—179, 181—321.)
- Koto, B.: Characteristics of the eruption of Sakurajima in 1914. (Journ. geol. Soc. Tokyo. 23. No. 278, 181—204; No. 279. 205—26.)
- The great eruption of Sakura-jima in 1914. (Journ. Coll. Sci. Tokyo. 37. Part III. 237. 24 Taf.)
- Wegener, A.: Die Entstehung der Mondkrater. Samml. Vieweg. Heft. 55. 9 Abb. im Text u. auf 3 Taf. 1921.

W. E. Pratt: An Unusual Form of Volcanic Ejecta. (Journ. of Geol. 24. 450—455. 3 Fig. 1916.)

Verf. beschreibt kleine, aus feinstem vulkanischen Material bestehende Kügelchen von der Größe groben Schrots bis Haselnußgröße von kon-

zentrischer Struktur, die sich bei dem Ausbruch des Vulkans Taal im südwestlichen Luzon (Philippinen) bei dem Ausbruch des Jahres 1911 unter den jüngsten Produkten dieses Ausbruchs in den obersten Tufflagen reichlich finden und offenbar mit den von E. O. HOVEY von Martinique im Jahre 1902 beschriebenen Schlammtropfen (drops of mud) übereinstimmen. Für die Entstehung dieser Gebilde nimmt Verf. mit HOVEY an, daß sie sich in einer mit vulkanischer Asche beladenen Dampf Wolke durch Konzentration des Dampfes zu Tropfen bilden, wodurch eine zähe Schlammmasse entsteht, an die Aschenteilchen, die in der Wolke mit ihr in Berührung kommen, ankleben. Wenn diese Massen vor dem Niederfall etwas trocknen, sind sie, wie der Befund beweist, beim Auffallen in lose Aschenlagen oder auch in Wasser bestandfähig. Milch.

Y. Ōinouye: „Puff“ Cones on Mount Usu. (Journ. of Geol. 24. 583–586. 3 Fig. 1916.)

Bei dem heftigen, am 25. Juli 1910 beginnenden und 10 Tage anhaltenden Ausbruch des Vulkans Usu im südwestlichen Teil von Hokkaido (Japan) entstanden an seinem nördlichen Abhang 45 in zwei Zonen angeordnete Explosionskratere, die während der ersten Monate nach ihrer Entstehung zahllose Bomben und bedeutende Mengen von vulkanischem Sand und Asche förderten; aus fünf von ihnen ergossen sich zu verschiedenen Zeiten Schlammströme. Besonderes Interesse bot der Schlammstrom von einem kleinen Krater am Südfuß des parasitären Kegels Nishi-Maruyam; der Durchmesser dieses kleinen, an einem sanften Abhang von 5° gelegenen Kraters beträgt 100 m. 20 Tage lang schleuderte er mit Pausen von 3 bis 30 Minuten in täglich ungefähr 200 Eruptionen Säulen von heißem Wasser, gelegentlich mit Schlamm vermischt, 60 m hoch; aus ihm ergoß sich eine auf 230 000 m³ geschätzte Schlammmasse, die ein Gebiet von 200 m zu 700 m mit einer 1½ m mächtigen Lage bedeckte. Der Schlamm besteht hauptsächlich aus Plagioklas, Hypersthen, Augit, Magnetit und Hämatit und gleicht in dieser Hinsicht durchaus dem Seesand vom Westfuß des Mount Usu, unterscheidet sich aber von diesem durch seinen Gehalt von erbsen- bis nußgroßen Brocken eines dichten grauen bis körnigen schwarzen Andesits.

Infolge seines hohen Gehalts an Wasser und Gas dampfte der Schlammstrom mehrere Monate lang, erst ein Jahr nach der Eruption wurden die obersten Teile des Stromes so hart, daß Tritte kaum noch Spuren hinterließen und man Stücke mit dem Hammer losschlagen konnte. Zu dieser Zeit war die Oberfläche des Stroms, von niedrigen wellenförmigen Erhebungen und sehr unregelmäßigen Trockenrissen abgesehen, nahezu eben. Ein Jahr später (zwei Jahre nach der Entstehung des Schlammstroms) fand Verf. die Oberfläche dieses Stroms mit Tausenden von kleinen Kegeln bedeckt; ihre Größe schwankte von 0,5 m im Durchmesser und einer Höhe von 0,1 m bis zu 3 m Durchmesser und 1,5 m Höhe, sie waren in Ent-

fernungen von 10 m bis 30 m unregelmäßig angeordnet, ihre Gestalt war entweder domartig oder die einer Glocke mit einer Neigung von 40°, und jeder dieser Kegel hatte eine verhältnismäßig große, mehr oder weniger unregelmäßig gestaltete Öffnung. Diese Kegel entstanden durch die in den noch nicht verfestigten tieferen Teilen des Schlammstroms enthaltenen Gase, deren Druck schließlich die verfestigte Oberfläche durchbrechen konnte und die noch flüssigen Schlamm der tieferen Teile mit emporrissen und beim Ausbruch kegelförmig auftürmten. Die übrigen Schlammströme dieses Gebietes waren offenbar zu dünn, um ähnliche Erscheinungen zu zeigen; sie trockneten in ihrer ganzen Mächtigkeit sehr schnell aus — auch in dem dicken Strom entstanden 2 Jahre nach dem Erguß keine neuen Kegel mehr, und die Verwitterung begann die Kegel einzuebnen.

Für diese auf vulkanischen Schlammströmen noch nicht beschriebenen Bildungen, die sich mit entsprechenden kegelförmigen Erhöhungen auf Lavaströmen vergleichen lassen, schlägt Verf. den Namen „puff cones“ vor.

Milch.

A. L. Day: Vulkanstudien. (Geophys. Labor. Ann. Rep. Carnegie Inst. Washington. Yearbook. 15. 141—143. 1916. 16. 133—135, 137—140. 1917; 18. 153—155. 1919.)

Von den Reaktionen der Eruptionsgase untereinander können nur zwei als sicher gelten:



Weitere Studien bedürfen noch die Reaktionen, bei denen SO_2 eine Rolle spielt:



Wichtig für die Weiterarbeit ist die Feststellung, daß in der Reaktion $2 \text{CO} + \text{S}_2 \rightleftharpoons 2 \text{COS}$ der Austausch hervorgerufen durch Abkühlung nicht in gleicher Richtung wie der katalytische verläuft.

Beobachtungen über Vulkangase wurden am Stromboli, Vesuv, Lassen Peak (Nordkalifornien), Kilauea und Mauna Loa angestellt. Am Stromboli wurde beobachtet, daß das Einfließen der Lava in das Meer ohne Explosionen oder Blasenbildung vor sich ging. Es bildete sich eine dünne Schutzschicht glasiger Lava auf der Oberfläche des Stromes, die die Hitze nur langsam durchließ. Die „Rauch“-Bildung über dem Krater ist auf Wasserdampfkondensation der atmosphärischen Luft zurückzuführen und hat mit Änderungen der vulkanischen Tätigkeit im Krater nichts zu tun. (Vgl. F. A. PERRET: The lava eruption of Stromboli, summer, autumn, 1915. Amer. Journ. of Sc. (4.) 42. 443—463. 1916. [Ref. Ann. Rep. 15. 157. 1916.]) Am Vesuv beobachtete F. A. PERRET mit MALLADRA. Der Krater weist den Hawaiiotyp auf, „hummocks“ bedeckt mit Spritzern und Aufschwellungen bis zu 10 m Höhe. PERRET hält es für durchführbar, die hohe Temperatur der Solfataren technisch zu verwerten. Es gelang ihm,

nach Belieben dauernde Fumarolen zu erzeugen. Weiterhin wurden zum Zwecke der Eruptionsvorhersage die unterirdischen Töne des Vesuv auf Schallplatten aufgenommen.

Forschungsergebnisse über die Eruptionen und heißen Quellen am Lassen Peak werden später veröffentlicht. Über merkwürdige Erscheinungen im „Valley of Ten Thousand Smokes“, einer Fumarolenregion, die bei einer explosiven Eruption des Katmaivulkans auf Alaska entstanden war, sind noch Untersuchungen im Gange.

Die Untersuchungen auf Hawaii wurden während eines 6 Tage andauernden Ausflusses am Mauna Loa im Juni 1915 vorgenommen. Leider konnten keine Gasproben entnommen werden. Am Kilauea wurden die Beziehungen zwischen Wasserdampf und den übrigen Bestandteilen der Eruptivgase festgestellt. Die entweichenden Gase befinden sich nicht im Gleichgewicht.

Nach E. S. SHEPHERD: The composition of the gases of Kilauea (Bull. Hawaiian Volc. Obs. 7. 94—97. 1919. [Ref. Ann. Rep. 18. 171. 1919]) ergaben die Analysen der Gasproben vom Kilauea folgende Volumprocente bei 1200° C:

Probe	CO ₂	CO	H ₂	N ₂	A	SO ₂	S ₂	Cl ₂	H ₂ O
1.	2,65	1,04	4,22	23,22	n. best.	0,16	0,70	n. best.	67,99
2.	17,95	0,36	1,35	37,84	n. best.	3,51	0,49	n. best.	36,48
3.	33,48	1,42	1,56	12,88	0,45	29,83	1,79	0,17	17,97
4.	11,12	3,92	1,42	—	0,51	—	8,61	0,02	77,50
5.	9,54	1,12	1,53	10,47	—	9,90	2,72	—	64,71
6.	1,97	0,82	0,21	3,50	0,07	0,95	2,70	—	89,77
7.	17,25	0,62	0,76	5,88	0,18	9,75	1,07	0,25	64,18
8.	15,27	0,45	0,70	0,87	0,14	6,98	0,49	—	76,08
9.	8,32	0,82	1,82	8,92	0,29	16,80	2,49	0,01	59,97
10.	1,54	0,43	0,37	2,44	0,39	—	3,56	1,34	89,93

Brennbare Gase sind an der Oberfläche selten; vielleicht ist darauf der ruhige Verlauf der Kilaueausflüsse zurückzuführen. **Karl Krüger.**

Erdbeben.

Davison, Ch.: On the Stafford earthquakes of January 14—15, 1916, and the relations between the twin-earthquakes of the Midland Counties. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] 6. 1919. 302—310. Mit 3 Textabb.)

Tams, E.: Die seismischen Verhältnisse des Europäischen Nordmeeres und seiner Umrandung. (Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg. 33. 37—67. 1 Karte u. 2 Taf.)

Monatliche Mitteilungen der Hauptstation für Erdbebenforschung am Physikalischen Staatsinstitut zu Hamburg. Jan.—März 1921.

Loos, P. A.: Über die beiden Erdbeben in der argentinischen Provinz Mendoza am 17. 12. 20. Hauptst. f. Erdbeb.-F. in Jena. 20. 6. 21.

Wasser und seine Wirkungen.

- Höfer-Heimhalt, H. v.: Grundwasser und Quellen. Eine Hydrogeologie des Untergrundes. 2. Auflage. Braunschweig 1920. Mit 66 Abbild.
- Die Geologie der Torfmoore. (Natw. 260—265. 1 Abbild. 1921.)
- Schaffer, F. X.: Epigenese und Reliefdenudation. (Geol. Rundsch. 11. 357—360. 1920.)
- Prinz, E.: Handbuch der Hydrologie. 455 p. 331 Fig. Berlin 1919. [Ref. Geol. Rundsch. 11. 267. 1921.]
- Jentzsch, A.: Beiträge zur Seenkunde. (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. 83. 1919. Mit 6 Taf.)
- Blomqvist, Edv.: Mesures de l'évaporation dans le Pyhäjärvi près de Tammerfors en 1912—1913. (Fennia. 40. 1919. 120 p. 45 Fig. 4 Taf.)

A. F. Buddington: Pyrophyllization, Pinitization, and Silification of Rocks around Conception Bay, Newfoundland. (Journ. of Geol. 24. 130—152. 7 Fig. 1916.)

Während eine Serie alter algonkischer Ergußgesteine, Liparite und Basalte, auf der Avalon-Halbinsel von Neufundland an fast allen Aufschlüssen Silifizierung und Chloritisierung erkennen lassen, findet sich Pyrophyllit- und Pinitbildung nur auf ganz bestimmte Gebiete beschränkt, und zwar Pyrophyllitbildung auf einen langen schmalen Streifen südlich von Manuels, offenbar in Verbindung mit einer Granitintrusion, und Pinitbildung auf Vorkommen nördlich vom Monzonitstock bei Woodfords.

Der Pyrophyllit ist fast ausschließlich auf den Liparit beschränkt; er tritt in solcher Mächtigkeit auf, daß Versuche gemacht werden, ihn als „Talk“ abzubauen; er findet sich entweder in einzelnen großen, 6—15' mächtigen Adern oder in Pyrophyllitzonen, die aus Adern, Taschen und Linsen bestehen; dann ist das Nebengestein häufig in ein schieferiges Quarz-Pyrophyllitgestein umgewandelt. Der Pyrophyllit erscheint gewöhnlich als ein weiches, kryptokristallines Gestein von lichtgrünlichgelber Farbe mit Wachsglanz und guter Teilbarkeit parallel der Schieferungsrichtung; er enthält vielfach Brocken von wenig verändertem Rhyolith, dem erwähnten Quarz-Pyrophyllitgestein und Quarzknauer. Dabei ist die charakteristische Textur der Rhyolithe (Fluidaltextur, Sphärolithtextur, elliptische Textur) ebenso wie charakteristische perlitische Sprünge vielfach sehr gut erhalten.

Ganz ähnlich verhält sich der Pinit (Sericit), der gewöhnlich als eine dunkle schmutziggrüne bis olivgrüne Grundmasse in sphärolithischem Liparit erscheint; bei Manuels ist er selten, spielt aber im Tal von Harbour Main Brook sowohl in Liparitströmen wie in Liparittuffen eine große Rolle.

Die oben erwähnte, weit verbreitete Silifizierung ist offenbar älter als die nachfolgende, auf eng umgrenzte Gebiete beschränkte Umwandlung

in Pyrophyllit und die Bildung von Pinit; für die chemischen Vorgänge kann auf die Analysen verwiesen werden.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
SiO ² . . .	76,24	80,60	74,51	72,10	65,04	88,09	54,47	61,07
Al ² O ³ . . .	13,94	11,27	17,12	21,51	29,49	9,53	27,14	22,99
Fe ² O ³ . . .	0,89	0,89	1,28	0,54	0,28	0,20	2,58	1,56
FeO . . .	0,13	0,08	0,08	n. best.	n. best.	n. best.	0,47	0,42
MnO . . .	Sp.	Sp.	Sp.	n. best.	n. best.	n. best.	0,09	0,17
MgO . . .	0,27	0,31	0,04	0,04	0,04	0,05	2,44	0,65
CaO . . .	1,07	0,66	0,13	0,49	0,10	0,58	0,81	1,63
Na ² O . . .	2,55	1,16	0,48	0,42	0,33	n. best.	0,68	0,63
K ² O . . .	4,95	4,68	3,68	2,21	0,33	n. best.	8,01	7,58
H ² O + . . .	0,15	0,49	2,44	3,09	4,84	1,68	3,44	2,93
H ² O — . . .	0,03	0,11	0,09	0,23	0,03	0,04	0,27	0,23
Sa.	100,22	100,25	99,85	100,63	100,48	100,17	100,40	99,86
Sp. Gew.	2,64	2,64	2,73	2,77	2,83	2,70	2,82	2,70

- I. Nahezu unveränderter dunkelgrauer fluidaler Liparit (etwas verkieselt; Fundpunkt nicht angegeben).
- II. Verkieselter gelbgrauer sphärolithischer Liparit (Fundpunkt nicht angegeben).
- III. Pyrophyllitisierter Liparit; Grundmasse, in die die Ellipsoide der linsenförmigen Varietät eingebettet sind. Talkmutung I.
- IV. Pyrophyllitisierter Liparit; Grundmasse der sphärolithischen Varietät. Talkmutung I.
- V. Pyrophyllit; lichtgrünlichgelb, wachsglänzend. Talkmutung I.
- VI. Schieferiges Quarz-Pyrophyllitgestein; Knauer in Pyrophyllit. Talkmutung I.
- VII. Pinit; dunkel schmutzgrün, wachsglänzend; Grundmasse eines sphärolithischen Liparits. Manuels.
- VIII. Schieferiger Pinit; Grundmasse eines sphärolithischen Liparits. Harbour Main.

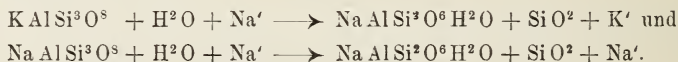
Verf. versucht sodann die Gründe zu finden, weshalb sich unter annähernd gleichen Bedingungen einmal Pyrophyllit, ein anderes Mal Sericit (Pinit) bildet, und kommt zu dem Ergebnis, daß ein Überschuß an SiO² in der Lösung zur Bildung von Pyrophyllit, von K²O zur Bildung von Sericit führt. Im allgemeinen sind die umgewandelten Gesteine durch metasomatische Verdrängung und Veränderung vorher silifizierter Liparite und Liparittuffe durch Thermalwasser auf dynamometamorphem Wege bei mittleren Temperaturen und Drucken in Verwerfungszonen entstanden. Diese Lösungen führen Tonerde in erheblicher Menge zu und ersetzen (bei der Pyrophyllitisierung) die Alkalien durch Hydroxyl; das Wasser ist wahrscheinlich zum größten Teile juvenil und stammt aus dem Granitbatholithen resp. dem Monzonitstock.

Milch.

E. A. Stephenson: Studies in Hydrothermal Alteration. Part I. The Action of Certain Alkaline Solution on Feldspars and Hornblende. (Journ. of Geol. 24. 180—199. 8 Fig. 1916.)

Die Erwägung, daß die genauere Kenntnis der Entstehungsbedingungen von Kaolin, Sericit und Chlorit im Nebengestein von Erzlagerstätten für das Verständnis der Entstehungsweise der Lagerstätten selbst von großer Bedeutung sein könne, veranlaßt Verf. zu Untersuchungen über hydrothermale Veränderungen der verbreitetsten Minerale, von denen in der vorliegenden Abhandlung die Ergebnisse der Einwirkung alkalischer Lösungen auf Feldspate und Hornblende mitgeteilt werden. Für die Konstruktion des Ofens, der mit einem sehr gut wirkenden Thermoregulator versehen ist, muß auf das Original (p. 184—189) verwiesen werden; die Versuche selbst wurden in Kupferröhren angestellt.

Die Untersuchungen ergaben zunächst, daß chemisch reines Wasser Adular und Hornblende auch unter Druck und bei erhöhter Temperatur (11 Atmosphären, 183°C Versuchsdauer 82 Tage) nicht angreift, $\frac{1}{2}$ normale Lösungen von Na^2CO^3 riefen bei Temperaturen bis 100° an Feldspaten keine Veränderungen hervor, während sich bei erhöhtem Druck und erhöhter Temperatur Analcim aus den Feldspaten nach folgenden Formeln bildet:



Hornblende wies unter ähnlichen Bedingungen keine Veränderungen auf.

$\frac{1}{10}$ normale Lösungen von KFl riefen an Feldspaten bei erhöhtem Druck und erhöhter Temperatur keine Veränderungen hervor, scheiden aber aus Hornblende unter starker Zersetzung Brauneisen ab; Versuche mit Lösungen, die Na^2CO^3 ($\frac{1}{2}$ normal) und KF ($\frac{1}{10}$ normal) enthielten, ergaben, wenn sich auch aus Feldspaten bisweilen Nadeln von unbekannter Zusammensetzung bildeten, im großen keine erheblichen Unterschiede gegenüber dem Verhalten der Minerale in entsprechenden Na^2CO^3 -Lösungen. Lösungen von NaHCO^3 ($\frac{1}{2}$ normal) erzeugten bei 233°C und 30 Atmosphären und bei 280°C und 65 Atmosphären aus Adular und Albit reichlich Analcim, während Hornblende unter den gleichen Bedingungen unverändert blieb; unter den gleichen Bedingungen riefen Lösungen von KHCO^3 ($\frac{1}{2}$ normal) an Adular, Albit und Hornblende keine Veränderungen hervor. Eine Lösung von $\text{Na}^2\text{B}^4\text{O}^7$ ($\frac{1}{4}$ normal) erzeugte aus Adular bei 233°C und 30 Atmosphären Analcim, während Albit und Hornblende keine Veränderung erkennen ließen; unter den gleichen Bedingungen wandelte eine $\frac{1}{2}$ normale Lösung von Na^2S Adular in Analcim und doppelbrechende Nadeln, Albit in Analcim um, während Hornblende keine Veränderungen aufwies. Lösungen von Natriumaluminat resp. Kaliumaluminat entwickelten bei 280°C und 65 Atmosphären aus Feldspaten teils Analcim, teils sechsseitige verzwilligte Tafeln.

Aus der Tatsache, daß sich bei alkalischen Lösungen niemals Kaolin oder kaolinähnliche Substanzen gebildet haben, schließt Verf., daß diese Umbildung wahrscheinlich durch saure Lösungen hervorgerufen werde.
Milch.

H. Meyer-Harrassowitz: Die Blockfelder im östlichen Vogelsberg. (Ber. über d. Vers. d. Niederrh. geol. Ver. 1916. 29—49. Mit 1 Taf. u. 6 Textfig.)

Im östlichen Vogelsberg (im Westen sind sie offenbar durch die Natur verschieden) finden sich an zahlreichen Stellen über Hänge, Täler, Rücken hinwegziehend Blockfelder, seltener Blockströme von Basalt. Sie sind dadurch gegenüber anderen deutschen Blockvorkommen ausgezeichnet, da sie auf Lößlehm als fremder Unterlage liegen. Dadurch wird eine Altersfeststellung, im Verein mit der Überlagerung von Vogelsberg-Schuttmassen durch junge Bimssteinsande und dem Verhalten der rezenten Bäche, ermöglicht.

Ihre Entstehung durch periglaziale Verwitterung und Bodeneis wird wahrscheinlich gemacht und eine genaue Beschreibung mit mehreren Profilen gegeben. Bemerkungen zur Morphologie des östlichen Vogelsberges und ihre Beziehungen zur Klimafrage der Eiszeit sind angeschlossen.
Harrassowitz.

Wind und seine Wirkungen.

- Lehmann, E. W. P.: Dünenbeobachtungen im Altertum und Bemerkungen zu moderner Kymatologie und Triebssanderklärung. (PETERM. Mitt. 65. 103—104. 1919.)
- Solger, F.: Beobachtungen über Flugsandbildungen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 72. 1920. Monatsber. 168—180. 5 Textfig.)

Eis und seine Wirkungen.

- Holst, N. O.: Le commencement et la fin de la période glaciaire. (L'Anthropologie. 353—389. Paris 1913.)
- Hawkes, L.: A Remarkable rock stream in East Iceland. (Geol. Mag. [N. Ser. 6.] 4. 1917. 97—102. Mit 1 Kartensk. im Text u. 1 Taf.)
- Saxton, W. J. and A. T. Hopwood: A Scandinavian erratic from the Orkneys. (Geol. Mag. [N. S. 6.] 6. 1919. 273—274.)
-

Tektonik.

- Stacey Wilson, Th.: Notes on the views of the late Prof. CHARLES LAPWORTH with regard to spiral movements in rocks during elevation or depression. (Proc. geol. Soc. London. No. 1067. 5. 3. 21. 61.)
- Kwan-ichi Terazawa: On the Oscillations of the deep-sea surface caused by a local disturbance. (Sci. Rep. Tôhoku Univ. Sendai. 6. 169—181. 1917.) [Ref. Phys. Ber. 2. 137. 1921.]
- Quiring, H.: Über das Problem der Krusten- und Gebirgsbildung. Die Verlangsamung der Achsendrehung der Erde im Laufe der geologischen Zeiten als Ursache tektonischer Bewegungen. (Geol. Rundsch. 11. 193—235. 7 Fig. 1921.)
- Haarmann, E.: Über Stauung und Zerrung durch einmalige und wiederholte Störungen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Berlin. 72. 218—245. 1920. Mit 8 Fig. im Text.)
- Ramsay, W.: Fennoskandias ålder. Das Alter von Fennoskandia. (Fennia. 40. 1919. 21 p.)

W. Schmidt: Mechanische Probleme der Gebirgsbildung.
(Mitt. Geol. Ges. Wien. 8. 1915. 62—115. Taf. III. 2 Textfig.)

Es unterliegt keinem Zweifel, daß unsere Vorstellungen über den Mechanismus gebirgsbildender Vorgänge gänzlich unzureichende sind. HEIM muß in seiner neuen Geologie der Schweiz zugeben, daß eine Erklärung der großen Überschiebungen einer kommenden Generation überlassen werden muß. Die Lagerungsverhältnisse in Deutschlands Mesozoicum erscheinen zurzeit vollkommen unklar, nachdem wir durch STILLE's Untersuchungen jetzt überhaupt erst den Bewegungssinn kennen gelernt haben. Die Lösung kann nur durch die Übertragung physikalisch-mechanischer Methodik auf die Erfahrungen der tektonischen Geologie angestrebt werden, hier muß der Schlüssel zu den Problemen zu finden sein, die den induktiv arbeitenden „Normal-Geologen“ bei seinen Synthesen zu unüberwindlichen Schwierigkeiten geführt haben. Jede dahinzielende Arbeit muß daher mit Freude begrüßt werden. In die experimentelle Geologie ist dieser Gesichtspunkt bisher nur durch KOENIGSBERGER und MORATH eingeführt worden. Beziehungen zur Physik, zur Elastizitäts- und Festigkeitslehre, besonders in der durch die Technik entwickelten Form, geben sonst, wenn wir von früheren Anfängen wie denen HEIM's absehen, nur BRUNO SANDER, der immer von der Beobachtung ausgeht, und W. SCHMIDT, der mehr deduktiv arbeitet.

Auch die vorliegende sehr schwer geschriebene Arbeit ist rein deduktiv gehalten. Den Ausgangspunkt bildet die bekannte Unterscheidung der zwei Kategorien mechanischer Kräfte, der Normalkräfte, die senkrecht zu einer Fläche, der Tangential- oder Scher- oder Schubkräfte, die tangential in einer Fläche angreifen. Jede an einem Körper beliebig angreifende Kraft kann in eine Normal- und eine Tangentialkomponente

zerlegt werden. Während stoffliche und Volumenänderungen auf Normalkräfte zurückgeführt werden, werden Formänderungen mit den Tangentialkräften in Verbindung gebracht. Wird die Festigkeit eines Stoffes bei tangentialer oder scherender Beanspruchung überschritten, so erfolgen in ihm Gleitungen, auch Schiebungen genannt. SCHMIDT'S Hauptsatz lautet nun: „die für die Tektonik vorwiegend in Betracht kommenden Deformationen sind Gleitungen.“ Diese Verhältnisse werden nun eingehend besprochen, indem der Verf. von der Spannungsverteilung am Körperelement ausgeht, dann innere Spannungen und Spannungsverteilung im Körper bespricht, und nach Erörterung des Zusammenhanges zwischen Spannungszustand und plastischer Deformation besonders auf die Abbildung von Gleitflächen in den Gesteinen eingeht. „Schieferung ist Abbildung von Gleitflächen“ wird als weitere wichtige Behauptung aufgestellt. Von den vielen Einzelheiten der Arbeit seien hier nur einige aufgeführt. So werden die Mylonite auf wirbelähnliche Bewegungen zurückgeführt. Besondere Beachtung wird den in der Technik als Kalt- und Warmrecken bekannten Vorgängen geschenkt, deren Übertragung auf metamorphe Gesteine nicht unwichtig ist. Bei dem Kaltrecken oder der Kaltbearbeitung [wie man sie einfacher nennen sollte. Ref.] der Technik handelt es sich darum, daß das Material, wie etwa beim Hämmern oder Walzen, bei gewöhnlicher Temperatur eine bleibende Formenänderung erleidet. Damit ist aber eine Erhöhung der Streckgrenze verbunden. (Streckgrenze ist nach v. KÁRMÁN „jene Spannung, bei der man zuerst erhebliche Formänderung ohne nennenswerte Kraftsteigerung erhält.“) Diese Änderung in der Festigkeit wird aber durch Erwärmen wieder rückgängig gemacht. Die Erscheinung hängt offenbar damit zusammen, daß bei dem Kaltbearbeiten die Kristalle in der Krafrichtung gestreckt werden. Bei Erhitzung zerfallen sie aber und erlangen dann durch Sammelkristallisation erst ihre ursprüngliche Korngröße wieder. Praktisch bedeutet das, daß man den ganzen Vorgang im Gefüge nicht mehr nachweisen kann. Bei der Warmbearbeitung, die bei höherer Temperatur erfolgt, findet keine Erhöhung der Streckgrenze und überhaupt keine Änderung in der Struktur statt. Hier hält gewissermaßen die Rückwandlung etwa gestreckter Kristalle mit der Deformation gleichen Schritt. So wird die Beanspruchung, die der Stoff erlitten hat, in keinem Stadium in seinem Gefüge zu erkennen sein. SCHMIDT möchte nun diese Erscheinungen auch bei der Entstehung metamorpher Gesteine suchen, so daß sich die Möglichkeit tektonisch stark durchbewegter Gesteine ergibt, deren Schicksal aus ihrem Gefüge nicht abgelesen werden kann. [SANDER, siehe das folgende Ref., machte darauf aufmerksam, daß man zu dieser Erkenntnis auch schon aus anderen Gründen gekommen ist. Ref.]

In der Einleitung sagt der Verf., daß er beabsichtigt, „Geologen, denen die der Technik geläufigen Gesichtspunkte nicht vertraut sind, eine Anleitung zum Studium der mechanischen Seite der Tektonik zu geben“. Dieses so erstrebenswerte Ziel wird die außerordentlich schwierige und selbst für den Physiker vom Fach stellenweise dunkel geschriebene Arbeit

leider nicht erreichen können. Von rein sachlichen Ausstellungen an der sonst so anregenden Zusammenstellung sei hervorgehoben, daß die auf p. 69 offenbar aus FÖPPL's Vorlesungen über technische Mechanik übernommene Figur ganz unvollkommen dargestellt, kaum erläutert und durch die im Text erfolgte Verwechslung von Ordinate und Abszisse gänzlich unklar ist. Zu p. 82 muß bemerkt werden, daß SMOLUCHOWSKY in seinen bekannten zwei Arbeiten im Anzeiger der Krakauer Akademie 1909 (p. 3 und 727) das Problem einer schwimmenden, aber nicht in ein elastisches Medium eingebetteten Platte behandelt hat. [Ref. möchte zur Einführung in die grundlegenden Tatsachen der Festigkeitslehre auf die ausgezeichneten Artikel v. KÁRMÁN's „Elastizität“ und „Festigkeit“ im Handwörterbuch der Naturwissenschaften hinweisen. Ausführlich unterrichtet BACH, „Elastizität und Festigkeit“, Berlin, Springer.] **Harrassowitz.**

Br. Sander: Besprechung der vorstehenden Arbeit. (Verh. Geol. Reichsanst. 1916. 47—53.)

Der auf gleichem Gebiet wie SCHMIDT, wenn auch induktiver arbeitende Verfasser, gibt eine wertvolle kritische Besprechung der vorstehenden Arbeit. Die Bedeutung der Gleitung erkennt auch er an. Ausführlich geht er auf den Begriff der Warmreckung ein, dem er im allgemeinen zustimmt. Andere Angaben SCHMIDT's möchte er einschränken oder widerlegen. Von selbständigem Werte ist eine kurze Übersicht einiger begrifflicher Unterscheidungen im Verhältnis von Deformation und Kristallisation.

Harrassowitz.

Historische Geologie.

Trias.

M. Blanckenhorn: Organische Reste im mittleren Buntsandstein Hessen. (Sitzungsber. d. Ges. zur Beförderung der ges. Naturw. Marburg. No. 2. 1916.)

Die beiden Abteilungen des mittleren Buntsandsteins in Hessen, der Hauptbuntsandstein im engeren Sinne und die Bausandsteinzone, sind außer durch ihre petrographische Beschaffenheit auch durch Leitfossilien gut charakterisiert. Die untere Abteilung führt Gervillien, Estherien, Pleuromeien, die obere Tierrährten, Amphibienknochen, Wurmsspuren, Equiseten, *Voltzia*, *Neuropteridium*, *Anomopteris*. In der unteren Abteilung lassen sich zwei Gervillienhorizonte beobachten. Zwischen beide schalten sich mächtige Lagen von schieferiger, sandiger oder lettiger Ausbildung mit *Pleuromeia* ein. Die Gervillienhorizonte sind auch an anderen Stellen

Norddeutschlands nachgewiesen worden, so daß ihnen wohl mehr als lokale Bedeutung zukommt. Die Fossilführung des Bausandsteins, also der oberen Abteilung des Hauptbuntsandsteins, beschränkt sich auf Pflanzenreste und Fährten von Wirbeltieren, namentlich *Chirotherium*. In Hessen gehören die Lagen mit *Chirotherium* der Basisregion des Bausandsteins an, einem Horizont, der vielleicht den unteren Chirotherien- und Carneolschichten Süddeutschlands entspricht. Im Bausandstein konnte über der Fährtenregion auch eine Anzahl von Pflanzenresten, u. a. *Voltzia heterophylla*, aufgefunden werden, die es wahrscheinlich machen, daß dieser Teil des Bausandsteins ein Äquivalent des süddeutschen Voltziensandsteins ist. Zum Schluß wird noch ein problematisches Fossil aus der oberen Bausandsteinzone beschrieben, eine Wurmspur, *Arenicoloides luniformis* n. sp., der vielleicht gewisse stratigraphische Bedeutung zukommt, da sie auch in Süddeutschland, z. B. im Plattensandstein Württembergs verbreitet ist. Auch dadurch wird der Gedanke nahegelegt, daß der Platten- und Voltziensandstein Süddeutschlands dem Bausandstein Norddeutschlands entspricht. **Wurm.**

-
- Schindewolf, O. H.: Studien aus dem Marburger Buntsandstein. I, II. (Senckenbergiana. 3. Heft 21. 1921. 33—49.)
 Bubnoff, S. v.: Die ladinische Fauna von Forno (Mezzovalle) bei Predazzo. (Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg. N. F. 14. 257—635. 18 Textfig. 3 Taf. Heidelberg 1921.)

Jura.

- Oertel, W.: Der Lias in Mecklenburg. (Vorläuf. Mitt.) (Arch. Ver. Fr. Naturgesch. Mecklenb. 74. Güstrow 1921.)
 Dorn, C.: Zur Stratigraphie des mittleren und oberen Doggers in der Umgebung von Ebermannstadt (nordöstliche Frankenalb), aus L. KRUMBECK, Beitr. z. Geol. v. Nordbayern. No. VII. (Sitzungsber. Phys.-Med. Soz. Erlangen 1920. 52, 53. 54 p.)
 Trauth, F.: Die „Neuhauser Schichten“, eine litorale Entwicklung des alpinen Bathonien. (Verh. Geol. Reichsanst. Jahrg. 1919. 333—339. Wien 1919.)
 Reboul, P. et G. Faure-Marguerit: Sur un niveau à Brachiopodes du Tithonique supérieur dans le massif de la Grande Chartreuse. (C. R. somm. Soc. Géol. Fr. 126—127. 1917.)

Kreide.

A. Jentzsch: Cyrenenfund aus der Provinz Posen (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Monatsber. 18, 19. 71, 1919.)

In 50 bis nahezu 60 m tiefen Tagebauen werden zwischen Hansdorf und Bartschin in Posen unter Diluvium Felsenkalke des Oberen Jura abgebaut. In Spalten desselben sind Sande oder Tone vom Aussehen des Posener Tertiärs mit kohligem Nestern und Markasitknollen, in einer Kluft bei Wapienno in grünlichem Sande Cyrenen aus dem Formenkreise der deutschen Wealdenarten erhalten. Es liegen hier somit Auswaschungsrückstände einer Wealdenablagerung vor, die einst den Jura überdeckte und später, ebenso wie die in Posen etwa 500 m mächtige marine Kreide und das etwa 200 m mächtige Tertiär, noch vor der Ablagerung des Diluviums der Abrasion verfallen sein muß. Die Klüfte müssen früher als der Geschiebemergel, aber (mindestens teilweise) später als das Posener Miocän entstanden sein. Damit vervollständigt sich der Ostrand des deutschen Wealdengebiets, der aus Rügen, dem westlichen Pommern, aus der Bohrung Cischkowo in Posen und mehreren Bohrungen in Polen bekannt ist.

Joh. Böhm.

L. Burmester: Die Molluskenfauna des Salzbergmergels. (Jahrb. K. Preuß. Geol. Landesanst. 35. Teil 2. 1—36. Taf. 1. 1914.)

Der Salzberg bei Quedlinburg ist ein Glied des nördlichen Flügels der Blankenburger Mulde bezw. des Südflügels des Quedlinburger Aufbruchsattels. Nicht sehr festen Mergeln sind etwa 10 z. T. recht harte eisen-schüssige Bänke eingelagert mit Einfallen gegen den Harz und WNW—OSO-Streichen. Die Bänke werden bis 1 m mächtig und widerstehen der Verwitterung besser als die mächtigeren Zwischenmittel. Unter der tiefsten Bank stellen sich weiche, graue, mehr weniger tonige Mergel ein. Von BRAUNS 1876 als Salzbergmergel bezeichnet, lassen sie sich nach S bis Langenstein verfolgen und treten auch auf dem Südflügel der Mulde bei Ballenstedt, Rieder und Neinstedt zutage. Weiterhin westlich der Bode finden sich am Südfuße der von *Granulatus*-Quader gebildeten Teufels-mauer nur spärliche Reste von Salzbergmergeln; ein letztes Auftreten zeigt sich im S von Heimbürg. Im Hangenden des Salzbergmergels folgen Sandsteine, von Letten und Tonen durchsetzt: der *Granulatus*-Quader.

BRAUNS (1876) und G. MÜLLER (1887) haben die Fauna bekannt gemacht. Die Aufsammlungen EWALD's und v. HAENLEIN's legten im Hinblick auf die seither erschienenen Neubearbeitungen längst bekannter Emscher- und Untersenonfaunen eine Revision der subhercynen Vorkommen nahe. Verf. gibt eine Liste von 129 Lamellibranchiaten, 2 Scaphopoden, 61 Gastropoden und 19 Cephalopoden, auf Grund deren er die Mergel des Salzbergs in ihrem ganzen Umfange in den Emscher stellte. An neuen Formen

führt Verf. an: *Deltamya J. Böhmi* n. g. n. sp., *Patella Brancai* BRANDES, *P. corrugatoides* BRANDES, *P.* sp. indet., *Acmaea* sp. indet., ? *Capulus* sp. indet., *Anisomyon elegantissimus* BRANDES, *A.* sp. indet.

Joh. Böhm.

E. Stolley: Neue Beiträge zur Kenntnis der norddeutschen Oberen Kreide. I. Das Alter des Salzberggesteins von Quedlinburg und einiger entsprechenden Ablagerungen. II. Über einige leitende Ammoniten und Inoceramen des Untersenons. III. Die Bedeutung der *Actinocamax*-Arten als Leitfossilien der Oberen Kreide. IV. Zur Gliederung des Senons. (9. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver. 69—108. Taf. 5. 1916.)

Hatte BURMESTER (siehe vorhergehendes Ref.) die am Salzberge bei Quedlinburg zutage gehenden Mergel und eingelagerten Kalkbänke als einen einheitlichen Komplex zum Emscher gezogen, so hält Verf. an der 1897 ausgesprochenen Anschauung fest, daß ein unterer Teil des Salzbergmergels mit *Inoceramus involutus* SOW., *In. J. Böhmi* G. MÜLL., *Peroniceras subtricarinarium* D'ORB. sp. und *Actinocamax westfalicus* dem Emscher, ein oberer Teil mit *Inoceramus cardissoides* GOLDF., *In. lobatus* MSTR., *In. cycloides* WEGNER, *Placenticeras syrtale* MORT., *Hauericeras clypeale* SCHLÜT., *Actinocamax westfalicus-granulatus* und *A. verus* MILL. der Unteren Granulatenkreide angehört. Hierauf folgt die Obere Granulatenkreide mit *Inoceramus lingua* GOLDF., *Placenticeras bidorsatum* A. RÖM. sp., *Hauericeras pseudo-Gardeni* SCHLÜT., *Scaphites binodosus* und *Actinocamax granulatus*. Aus dem Unteren Emscher der Spiegelsberge bei Halberstadt werden *Peroniceras Moureti* DE GROSS. und wahrscheinlich *Desmoceras Ponsianum* DE GROSS. erwähnt. Hieran knüpft Verf. Bemerkungen über die Beziehungen der genannten Arten zu ihren Verwandten und über ihre Verbreitung sowie insbesondere über eine wahrscheinlich vom unteren Cenoman bis zur unteren Grenze der Mucronatenkreide fortsetzende Entwicklungsreihe von *Actinocamax*-Arten, nämlich *A. lanceolatus*—*plenus*—*strehlenensis*—*paderbornensis*—*westfalicus*—*granulatus*—*quadratus*, mit der im Oberturon sich abzweigenden Nebenreihe *A. bohemicus*—*verus* und der im Emscher sich abzweigenden Nebenreihe des *A. Lundgreni*, *A. bornholmiensis*, *A. Grossouvrei* (= *A. depressus*) und *A. mammillatus* NILSS.

Joh. Böhm.

Joh. Böhm: Über Granulatenkreide und Turon bei Rewahl in Pommern. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 72. Monatsber. 204—208. 1920.)

Die Vermutung A. KRAUSE's, daß dunkle Tone mit Glimmerschüppchen und Schwefelkiesknollen, welche Foraminiferen und Ostracoden einschließen, östlich Rewahl dem Turon angehören, wird durch den Fund von *Prionotropis Woolgari* (MEEK) bestätigt. Sie gehören wie die bei Schwenz, Swinhöft und Lubmin in Pommern der Zone des *Inoceramus lubiatus* SCHLOTH. an. Hatte STOLLEY KRAUSE's Angabe, daß *Actinocamax westfalicus* bei Rewahl

vorkomme, bereits dahin berichtet, daß *Goniotenthis granulata* (BLV. vorliege, so konnte Verf. in einer Scholle glaukonitischen Mergels das Vorkommen dieses Fossils in Gesellschaft von *Actinocamax verus* MILL. und einer reichen Foraminiferenfauna und einigen Ostracoden, deren Liste Herr FRANKE-Dortmund aufgestellt hat, bestätigen. **Joh. Böhm.**

C. Wiman: Remarques sur le crétacé à *Belemnitella mucronata* dans la Scanie. (Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala. 16. 305—316. 3 Textfig. 1919.)

MOBERG hat 1884 bemerkt, daß in Schonen zur Zeit der Ablagerung der Kreideformation sich eine Landzunge vom Hallandäs bis Bornholm erstreckte und das Gebiet in zwei Becken teilte: im Südwesten die Gegend um Båstad, Malmö und Röd mölla, im Nordwesten das um Kristianstad. Hier war das Meer wenig tief und inselreich. Obschon LUNDGREN für Tosterup und angesichts des Vorkommens von Konglomeraten und Landpflanzen bei Köpinge zugab, daß ein Teil des Landes zur Zeit der Oberen Kreide dem Meere entragte, und obschon DE GEER bei Kristianstad keine jüngeren Störungen als solche zur Oberen Kreidezeit feststellte, lehnte LUNDGREN doch MOBERG's Ansicht ab. Die Beobachtungen bei Båstad (dies. Jahrb. 1920. I. - 89 -), wo Mucronatenschichten an die archaischen Gesteine des Hallandäs grenzen und große Blöcke der letzteren einschließen, deuten darauf hin, daß die Blöcke über die steilen Uferhänge in das Kreidemeer hinabgestürzt und von dessen Sedimenten umhüllt worden sind. Ein gleiches trifft für die Mucronatenschichten bei Årnslöf zu, denen gleichfalls archaische Blöcke mit aufgewachsenen cretacischen Spondyliden, Serpuliden und Bryozoen eingebettet sind. Bei Båstad weisen, wie im Kristianiafjord, Feuersteine des Danien auf die einstige Anwesenheit dieser Stufe hin.

Ein Kärtchen von Südschweden, in welches die 90 m-Isohypse eingetragen ist, zeigt die Ausbreitung des Senonmeeres, aus dem die schonenschen Horste hervorragen, und seine wahrscheinliche Grenze gegen das schwedische Paläozoicum. **Joh. Böhm.**

K. Brünnich Nielsen: Cerithiumkalken i Stevns Klint. (Meddel. Dansk geol. Foren. 5. No. 7. 3—14. 3 Profile. 1917.)

Der *Cerithium*-Kalk ist kein stratigraphischer Horizont; unter ihm verbergen sich aus noch unbekannter Ursache umgewandelte obersenone Schreibkreide und veränderter Kalkstein der Dänischen Stufe. Der sog. *Cerithium*-Kalk enthält sonach drei verschiedene Faunen: 1. eine reine Schreibkreidefauna (Muscheln und Schnecken) bei Mandehoved, 2. eine jüngere Zone des Senon, welche außer letzterer Fauna einige Arten enthält, die im Senon wie im Danien nicht bekannt sind, bei Rødvig, 3. eine reine Danienfauna (Krabben-Schicht) bei Rødvig. Zwischen dem Senon und Danien besteht nicht allein eine Lücke, sondern auch Diskordanz.

Joh. Böhm.

R. M. Brydone: The *Marsupites* Chalk of Brighton (Geol. Mag. Dec. 6. 2. 12—15. 1915.)

Die bei Brighton über dem *Uintacrinus*-Band folgende *Marsupites*-Zone schließt an ihrer Basis kleine, glatte Platten von *Marsupites* ein, die weiter hinauf groß und skulpturiert, gegen Abschluß der Zone plötzlich glatt werden. Dazu kommen Brachialia und Platten einer wahrscheinlich zweiten *Uintacrinus*-Art sowie *Retispinopora patula* BRYD.

Die Zone des *Offaster pilula* mit der Subzone des *Echinocorys scutatus* var. *depressa* schließt das Profil ab.

Joh. Böhm.

F. L. Kitchin and J. Pringle: On an inverted mass of Upper cretaceous strata near Leighton Buzzard, Bedfordshire; and on an overlap of the Upper gault in that neighbourhood. (Geol. Mag. Dec. 6. 1. 4—15, 52—62, 100—113. 1 Übersichtskarte, 2 Profile. 1920.)

G. W. Lamplugh: Gault and Lower greensand near Leighton Buzzard. (Ebenda. 234—237.)

F. L. Kitchin and J. Pringle: Gault an Lower greensand near Leighton Buzzard. (Ebenda. 285, 286.)

H. L. Hawkins: Echinoids from Shenley Hill. (Ebenda. Dec. 6. 2. 57—60. 1921.)

LAMPLUGH'S und WALKER'S Angabe, daß der Untere Grünsand am Shenley Hill Cenomanfossilien einschließt, regte KITCHIN und PRINGLE an, den Widerspruch durch eine eingehende Begehung des Gebiets aufzuklären.

Während in Aufschlüssen südlich von Leighton Buzzard und in einem solchen östlich vom Shenley Hill über dem Unteren Grünsand Übergangsschichten zum Gault mit *Douvilleiceras mammillatum* SCHLOTH., *Leymeriella tardefurcata* D'ORB., *L. regularis* BRUG. und *Sonneratia Dupleana* D'ORB., sodann Gault mit Ammoniten vom *Interruptus*-Typus und *Neohibolites minimus* Sow. folgen, ferner östlich und westlich vom Shenley Hill der Obere Gault normal entwickelt ist, liegt an diesem Hügel selbst der Obere Gault den Übergangsschichten diskordant und überstürzt auf. Es ist der Untere Gault durch Erosion entfernt worden, wobei die in ihm enthaltenen Knollen mit den Ammoniten der *Tardefurcatus*-Zone in die Basis des transgredierenden Oberen Gaults aufgenommen wurden. Neben ihnen erscheinen Kalklinsen mit cenomanen Brachiopoden und Echiniden, die ursprünglich den Gault bedeckten. Diese anomale Fossilienvergesellschaftung und Lagerung — eine jüngere Zone des Oberen Gaults wird von einer älteren bedeckt — findet ihre Erklärung dadurch, daß zur Zeit der Eisbedeckung Englands eine Scholle Oberen Gaults und Cenomans von einer höheren Stelle aus der nahen Umgebung des Shenley Hill losgerissen und in umgekehrter Schichtenfolge an der jetzigen Stelle niedergelegt wurde.

Joh. Böhm.

G. W. Butler: A fauna from the Lower Chalk, Reigate. (Geol. Mag. 57. 269—271. 1920.)

R. M. Brydone: *Lingula* in the Chalk. (Ibid. 429.)

MANTELL hat 1822 aus dem Chalk Marl der South Downs von Hamsey bei Lewes eine reiche Fauna beschrieben. Verf. lenkt die Aufmerksamkeit auf einen ebenso ergiebigen Fundort bei Reigate in den North Downs und hebt im besonderen neben dem Vorkommen von *Baculites baculoides* das von *Lingula* (3,25 mm lang) hervor, die bisher in der Kreideformation Englands nur aus dem Chloritic Marl von Rye Hill und der Zone mit *Ostrea lunata* von Trimmingham bekannt geworden ist. Joh. Böhm.

R. M. Brydone: The zone of *Offaster pilula* in the South English Chalk. (Geol. Mag. Dec. 6. 1. 359—369, 405—411, 449—457, 509—513. 1914.)

GRIFFITH und BRYDONE (dies. Jahrb. 1911. II. -427-; 1914. II. -446-) schieden innerhalb des Senons der Grafschaft Sussex zwischen den Quadraten-schichten mit *Hagenowia rostrata* und den *Marsupites*-Schichten die Zone mit *Offaster pilula* aus. Sie wird gegliedert von oben nach unten in:

Subzone mit häufigem *Off. pilula*, deren

oberer Horizont von je einer Mergelbank eingefasst wird; die obere schließt eine Feuersteinlage ein. An Versteinerungen treten *Ostrea canaliculata* var. *striata* und dickschalige Exemplare von *O. incurva* nebst *Bourgueticrinus*, Form 1 und 2, auf;

mittlerer Horizont — nach dem Vorkommen von *Echinocorys scutatus* var. *cincta* als *Cincta*-Lage bezeichnet — keine Mergelbänke und wenige *Offaster pilula* enthält, *Actinocamax quadratus*;

unterer Horizont, von je einer Mergelbank eingefasst, *Echinocorys scutatus* var. *truncata* führt.

In den 3 Horizonten treten *Terebratulina Rowei*, *Rhagasostoma palpigerum* und *Porosphaera* sp. auf.

Subzone mit *Echinocorys scutatus* var. *depressa*.

Offaster pilula erscheint verstreut und wird nach unten hin sehr selten. Im oberen Teile treten neben der *Echinocorys*-Varietät *Bourgueticrinus* (Form 5) und wahrscheinlich *Actinocamax verus* sowie eine Zwischenform von *Act. granulatus* und *quadratus*, im unteren Teil *Echinocorys scutatus*, var. *tectiformis*, *Ostrea Wegmanniana* *O. incurva*, *Bourgueticrinus* (Form 6) und wahrscheinlich *Actinocamax granulatus* auf.

Die Belemniten sind sehr selten und öfters infolge ungünstiger Erhaltung nicht mit Sicherheit bestimmbar. In einer Tabelle faßt BRYDONE die Beobachtungen zusammen, die jedoch etwas von den im Text mitgeteilten abweichen.

BRYDONE verfolgte und stellte folgende Gliederung in den Grafschaften Sussex und Dorset und auf der Insel Wight fest.

	<i>Act. granulatus</i>	Zwischenformen	<i>Act. quadratus</i>
Quadratenkreide, deren Lage durch Bezugnahme auf die Zone mit <i>Off. pilula</i> festgelegt werden kann	2 in Sussex, 15 Fuß über der Zone mit <i>Off. pilula</i>	—	1 in Sussex. 8 Fuß über der Zone mit <i>Off. pilula</i>
Subzone d. häufigen <i>Off. pilula</i>	—	—	4 in Hants 1 in Sussex
Oberer Teil der Subzone mit <i>E. scutatus</i> var. <i>depressa</i>	—	2 in Sussex	1 in Hants

Die Entstehung der Mergelbänke führt Verf. darauf zurück, daß ein aus einem großen Gebiet intermittierender vulkanischer Tätigkeit vorherrschend wehender Wind vulkanischen Staub herbeiführte, wodurch die dünnen, scharf begrenzten Mergelbänke kontinuierlich und in gleicher Dicke über weite Areale in unregelmäßigen Intervallen, wie sie gegenwärtig gefunden werden, hervorgebracht wurden. Joh. Böhm.

K. Somogyi v. Szilagysomlyo: Das Neocom des Gerecsegebirges. (Mitt. Jahrb. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. 22. 297—370. Taf. 11—13. 3 Textfig. 1916.)

Im Gerecsegebirge, das einen nördlichen Ausläufer des Ungarischen Mittelgebirges darstellt, ist das Untere Neocom in lückenlosem Übergang vom Jura in die Untere Kreide entwickelt. Dem Unteren Tithon legt sich das Untere Valendis in Gestalt eines mergeligen Sandsteins auf, worüber Mergel, Kalkmergel mit eingeschalteten Sandsteinbänken des Mittleren und Oberen Valendis folgen. Glaukonitischer Sandstein, der das ganze Hauterive und noch den oberen Teil des Oberen Valendis umfaßt, schließt das Profil ab. Die Fauna besteht vorwiegend aus Ammoniten, unter denen die starke Entfaltung der Phylloceraten, Lytoceraten, Astierien, Holcodiscen und Hopliten auffällt, und welche sich unter Berücksichtigung der Gesteine, sowohl des glaukonitischen Sandsteins wie des Kalkmergels mit seinen Schichtenauskeilungen und den zwischengelagerten dünneren und dickeren Sandschichten, als ein Glied der mitteleuropäischen neritischen Zone darstellt. Wegen der überwiegenden Zahl der Cephalopoden kann von einer Cephalopoden-Fazies gesprochen werden. Wenn petrographisch auch nicht in seiner vollen Gänze, so doch faunistisch steht das Neocom des Gerecsegebirges dem von Südostfrankreich am nächsten und weicht von diesem nur in den Faziesverhältnissen ab.

Die Fauna besteht aus einem nicht bestimmbar *Echinus* sp. und Cidaridenstacheln, aus Brachiopoden, Lamellibranchiaten, unter denen die Gattung *Neaera* durch *N. neocomica* n. sp., *N. labatlanensis* n. sp. und *N. sabaudiana* PICT. et CAMP. var. nov. hervorsteicht, aus Gastropoden, von denen ein *Turbo* sp. nov. ind. abgebildet wird, und aus Cephalopoden, die vorwiegend den eingangs erwähnten Gattungen angehören. Unter den 99 Arten dieses Tierkreises sind neu: *Phylloceras Thetys* D'ORB. var., *Lytoceras subfimbriatum* D'ORB. var. *Kochi*, *L. Lörentheyi*, *Astieria Sayni* KIL. var. *gerecseensis*, *Ast. Schafarziki*, *Hoplites (Acanthodiscus) Hofmanni*, *Schlönbachia (Nicklesia) Hantkeni* und *Schl. (N.)* n. sp. ind.

Joh. Böhm.

Erich Ickelius: Die mesozoischen Faunen der Berge von Brassó. II. Die Neocomfauna von Brassó. (Mitt. Jahrb. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. 23. 114—133. Taf. 8—10. 1915.)

In der Umgebung von Brassó erscheint das Neocom als kleine, nur einige Meter ausgedehnte Schollen grauen Mergels mit feinem sandigen Material und Glaukonitkörnern. Im Ördögoölgy kommt neben dem Mergel auch Korallenkalk, der unter Mitwirkung von Meeresströmungen zur Ausbildung kam, vor. Die Versteinerungen liegen gewöhnlich als Skulptursteinkerne vor; die Schale ist selten erhalten (bei Aptychen, Brachiopoden, kaum bei Muscheln und Schnecken). Die Ammoniten sind meist verdrückt, die Lobenlinie kann nur selten und dann nur lückenhaft beobachtet werden. Es werden 80 Formen angeführt, unter denen *Haploceras neocomiense*, *Astieria carpathica*, *Hoplites transylvanicus*, *Aptychus rectecostatus*, *Aporrhais dacica*, *A. gracilis*, *Turbo Meschendörferi*, *Pleurotomaria alutae*, *Terebratula coronae* und *Phyllocrinus brassovianus* neu sind.

In der Hauptsache gehört das Neocom von Brassó dem Hauterive an, wenn auch *Hoplites (Kilianella) cf. asperrimus* D'ORB. auf Valendis hindeutet; ferner sind in der Fauna, in der die neritischen Elemente sehr zur Geltung kommen, wenn auch Tiefseeformen noch das Übergewicht haben, einige Arten des Barreme und durch *Oppelia nisus* das Aptien vertreten.

Joh. Böhm.

R. Bullen Newton: On some cretaceous brachiopoda and mollusca from Angola, Portuguese West Africa. (Transact. R. Soc. Edinburgh. 51. Part 3. 561—580. 2 Taf. 1917.)

Nachdem MEUNIER in den Küstenbildungen der Lobitobucht nördlich von Benguella in Angola Gaultversteinerungen festgestellt hatte, unterschied CHOFFAT (dies. Jahrb. 1906. II. -111-) in jenen Gault, Vracon. Cenoman, Turon und Senon. Neuere Aufsammlungen, die gelegentlich Bahnbauten in dieser Gegend von GREGORY und ROBINS getätigt wurden, erweiterten die Kenntnis der Vraconfauna um 1 Brachiopoden, 15 Pelecypoden und 4 Gastropoden europäischer Fazies, welche verwandtschaftliche

Beziehungen zu nordafrikanischen und syrischen Arten sowie von Socotra und Zululand, ferner zu Formen zeigen, welche WHITE von Sergipe in Brasilien beschrieben hat. Neu sind *Neithea angoliensis* mit je 1 Rippe zwischen den 6 Hauptrippen und *Akera Gregoryi*; die *A. Browni* WHITE nahe steht.

Joh. Böhm.

Edw. Hennig: Die Fauna der deutsch-ostafrikanischen Urgonfazies. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 68, 441—476. Taf. 30—32. 1 Übersichtskarte. 1916.)

In Deutsch-Ostafrika lagert dem kristallinen Kontinentalblock meerwärts die untercretacische Sandstein-Plateaumasse und dieser die gleichzeitige Kalkriffzone vor. Breite wie Länge der einzelnen Riffkomplexe westwärts zwischen Lindi und Kilwa wechseln nicht unbeträchtlich, das Gestein und ihr organischer Inhalt sind nicht überall gleich. Verf. bezeichnet sie als Kiturika-Fazies, da sie im Kiturika-Gebirge im Kilwa-Bezirk typisch entwickelt ist. Der Riffkomplex wird hier von einem Teilrest der neocomen *Trigonia Schwarzii*-Zone und einem Äquivalent der obersten Saurierschicht (Wealden) unterlagert. Er gehört dem Barreme und Apt an, doch beginnt die Rifffazies an anderen Stellen bereits früher in Gestalt von kalkreichem Cyrenengestein und Oolithlinsen und geht wahrscheinlich noch in höhere Horizonte hinauf. Innerhalb der echten Urgonbildungen sind verschiedene Gesteinsarten und Faunentypen vertreten: Oolithblagen an der Basis der Kiturika-Serie, Korallenbänke am Mbalala und bei Pilepile, Nerineengesteine mit Actaeonellen, Pachyodonten sowie foraminiferenreiche Kalke und Trümmerkalke. Die fossillere Sandstein-Plateaumasse, als Makonde-Fazies bezeichnet, ist offenbar als gleichzeitige Bildung hinter den Riffmassen, gleichsam als in ihrem Schutze gebildet und wahrscheinlich als kontinentale Ablagerung anzusehen.

An dem Aufbau der Riffe beteiligen sich Kalkalgen, Foraminiferen (*Orbitolina lenticularis* BLUMB. und *O. aff. lenticularis*), Stromatoporen, Hydrozoen, Bryozoen, Korallen mit Vertretern der Gattungen *Eugyra*, *Phyllocoenia*, *Placocoenia*, *Maeandrastraea Latimaeandrastraea* und *Astrocoenia*, Brachiopoden (*Rhynchonella Dietrichi* n. sp.), Lamelli-branchiaten, Gastropoden und fragliche Krebsreste. Die Bivalven sind vertreten durch die Familie Diceratidae mit *Toucasia carinata* MATH. sp. non D'ORB. und zwei ? *Apricardia* sp., durch die Familie Monopleuridae mit einer neuen Gattung, die den durch *Monopleura* (bezw. *Himeraelites*—*Gyropleura*—*Valletia*) gegebenen Entwicklungsgang gleichsinnig fortsetzt und zu einem Typus führt, der in jeder Klappe nur einen Zahn mit dementsprechender Grube besitzt, und mit *Himeraelites Liederi* n. sp., durch die Familie Caprinidae mit Schalenbruchstücken einer Gattung, deren systematische Stellung noch unsicher ist und einstweilen an *Caprinula* angeschlossen werden, schließlich durch die Familie Ostreidae mit *Exogyra* sp. ind.

HENNIG bemerkt, daß ? *Caprinula* sp., *Himeraelites Liederi* HENN. und *Trajanella Fraasi* DIETR. nach der bisherigen Kenntnis des strati-

graphischen Alters dieser Gattungen aus dem Rahmen des Urgon fallen und darauf hindeuten, daß außer der Barreme- und Apt-Stufe auch, wie bereits oben erwähnt, Cenoman und wahrscheinlich Gault in der Riffazies entwickelt sind. Cenoman ist weit im Norden im Bogamoyogebiet von BORNHARDT gefunden worden.

Joh. Böhm.

-
- Rosenkrantz, A.: Craniakalk fra Kjøbenhavns Sydhavn. (Danm. geol. Undersøgelse. (2.) No. 36. 1920.)
- Douvillé, H.: La Limite entre le Crétacé et l'Éocène en Aquitaine, aux Indes et au Soudan. (C. R. Ac. Sci. Paris. 170. 154—159. 1920; auch C. R. somm. S. g. Fr. No. 4. 1920.)
- Lapparent, J. de: Étude lithologique des terrains crétacés de la Région d'Hendaye. (Mém. Carte géol. Fr. 155 p. 10 Taf. Paris 1918.) [Foraminiferen, *Rosalina* etc.]
- Lory, P.: Sur certains caractères du Senonien supérieur du Dévoluy. (C. R. somm. S. g. Fr. 86—87. Paris 1919.)
-

Tertiär.

- Salomon, W.: Die Bedeutung des Pliocäns für die Morphologie Südwestdeutschlands. (Sitzungsber. Heidelberg. Ak. Wiss. 1919.)
- Blanckenhorn, M.: Die Gliederung der Tertiärbildungen in Niederhessen (besonders auf den Blättern Gudensberg und Ziegenhain). (Sitzungsber. Ges. z. Beförd. d. ges. Naturw. zu Marburg. Febr. 1916. No. 2. 9—43.)
- Buxtorf, A. und R. Koch: Zur Frage der Pliocänbildungen im nord-schweizerischen Jura-gebirge. (Verh. naturf. Ges. Basel. 31. 113—132. Basel 1920.)
- Rzehak, A.: Das Miocän von Brünn. (Verh. d. naturf. Ver. Brünn. 56. 1918/19. 117—151.)
- Madsen, V.: Om Tertiæret ved Mariager Fjord. (Danm. geol. Undersøgelse. (4) 1. No. 8. 1918.)
- Repelin, J. et L. Joleaud: Limites de l'Aquitainien marin dans la région provençale. (C. R. Ac. Sci. Paris 1917.)
- Morgan, J. de: Observations sur la stratigraphie et la paléontologie du Falunien de la Touraine. (B. S. G. Fr. 1916.)
- Contribution à l'étude de la faune des faluns de la Touraine. (Bull. Soc. géol. Fr. (4.) 19. 305—347. 43 Fig. Paris 1920.)
- Sacco, F.: Una Zona a „*Bathysiphon*“ attraverso il Miocene delle Langhe. (Atti R. Acc. Sci. Torino. 52. 751—758. 1 Taf. Turin 1917.)
- Vidal, L. M.: Edad geológica de los lignitos de Selva y Benisalem (Mallorca) y descripción de algunas especies fósiles. (Mem. R. S. E. de H. Nat. 10. 1917.)

- Bourcart, J.: Sur les terrains tertiaires de l'Albanie moyenne. (C. R. somm. S. g. Fr. 83—84. Paris 1919.)
- Vredenburg, E.: Results of a Revision of some portion of Dr. NOETLING's second Monograph of the Tertiary Fauna of Burma. (Rec. Geol. Surv. India. 51, 3. 224—302, 1921.)
- Fourtau, R.: The divisions of the Eocene of Egypt as determined by the succession of the Echinid faunas. (Geol. Mag. (6.) 3. No. 620. 64—68. 1916.)
- Dalloni: Recherches sur le période neogène dans l'Algérie occidentale. (Bull. Soc. géol. France. 1916.)
- Depéret, Ch. et L. Gentil: Sur une faune miocène supérieure marine (Sahélienne) de le R'orb (Maroc occidental). (C. R. Ac. Sci. Paris 1916.)
- Gardner, J. A. and T. H. Aldrich: Mollusca from the upper Miocene of South Carolina with description of new species. (Proc. Ac. Nat. Sci. Philadelphia. 71, 1. 17—55. 4 Taf. 1919.)
- Pilsbry, H. A. and C. W. Johnson: New Mollusca of the Santo Domingan Oligocene. (Proc. Ac. Nat. Sci. Philadelphia. 69, 2. 150—203. 2 Taf. 1917.)
- Pilsbry, H. A. and A. P. Brown: Oligocene fossils from the neighborhood of Cartagena, Columbia, with notes on some Haitian species. (Proc. Ac. Nat. Sci. Philadelphia. 69, 1. 32—42. 2 Taf. 1917.)
- Douvillé, H.: L'Éocène au Pérou. (C. R. Ac. Sci. Paris. 27. XII. 1920. 1345—1347 und C. R. somm. Soc. géol. Fr. 24. I. 21. 15.)
- Newton, R. B.: Foraminiferal and nullipore structures in some tertiary limestones from New Guinea. (Geol. Mag. (6.) 5. 203—212. 2 Taf. 1918.)

Diluvium.

A. Norddeutschland.

F. Wahnschaffe: Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 4. Auflage neubearbeitet von F. SCHUCHT. Stuttgart, Engelhorn, 1921. Mit 29 Tafelbeilagen u. 82 Textbildern. 453 p.

Eine neue Auflage des bekannten WAHNSCHAFFE'schen Buches wird Vielen willkommen sein. Der Wert des Buches bestand wesentlich mit in der durch genaue Zitate belegten Referierarbeit; dies ist in der neuen Auflage festgehalten. Den trefflichen bisherigen Abbildungen sind neue zugefügt und besonders wertvoll auch einige neue Übersichtskarten. Daß eine solche umfangreiche Arbeit auch Lücken hat, ist verzeihlich, am Schluß des Referates werden die wesentlichsten genannt werden. Das Orts- und Sachverzeichnis erleichtert die Benutzung des Buches.

Gleich der erste Teil, über den Untergrund der norddeutschen Quartärbildungen, ist zu einer mit guten neuen Abbildungen versehenen Geologie

der norddeutschen älteren Formationen ausgebaut, der allerdings auf Vollständigkeit keinen Anspruch machen kann. Es werden in drei Abschnitten behandelt: 1. Die Grundzüge des Gebirgsbaues der vorquartären Ablagerungen („das Felsgerüst stellt sich wahrscheinlich als eine gefaltete Kreidelandschaft dar, aus der kleine Inseln und Horste älteren Gebirges hervortauschen“). Die Unebenheiten des älteren Gebirgsgrundes sind durch die Bildungen der Tertiärzeit ausgeglichen. Es werden die Ergebnisse der über 100 m tiefen Bohrungen zusammengestellt. 2. Die Lage der Unterkante des Quartärs, mit der LINSTOW'schen Karte. Ein durchweg befriedigendes Bild läßt sich zurzeit noch nicht geben (die kleine Tabelle über Bohrwerte von mehr als 100 m mächtigem Diluvium gibt den natürlichen Verhältnissen entsprechend keine brauchbare Übersicht). Die Oberflächenformen spiegeln nur in großen allgemeinen Zügen die Gestalt des älteren Untergrundes wieder, sind aber im einzelnen meist ganz unabhängig davon. 3. Zu begrüßen ist die längere Behandlung des Kapitels über jüngere tektonische Schichtenstörungen, wobei Rügen besonders ausführlich berücksichtigt wird. Eine abschließende Übersicht ist noch nicht erzielt.

Der zweite Teil behandelt die norddeutschen Quartärbildungen und ihre Oberflächenformen. A. Das norddeutsche Flachland in der Eiszeit. 1. Die Beschaffenheit des Inlandeises. 2. Glazialschrammen und -schliffe und die Bewegungsrichtung des Inlandeises. Gletschertöpfe. 3. Herkunft und Verbreitung der Geschiebe. Als allgemeines Resultat gibt sich, „daß sich in weiten Gebieten des Flachlandes zwischen den Bildungen des oberen und unteren Diluviums ein Unterschied in der Geschiebeführung nicht nachweisen läßt“. (Zur KORN'schen Karte über die östliche Verbreitung der norwegischen Geschiebe wäre zu bemerken, daß die Norweger vermutlich im älteren Stadium der Eiszeit in Niederungen, Flußmündungen oder dergleichen ostwärts verschlagen sein mögen.) Bis jetzt „sprechen alle Forschungsergebnisse auf dem baltischen Höhenrücken für eine radiale Hauptrichtung der letzten Vereisung“. Am Ende werden noch die seltenen Geschiebe erwähnt, Nephrit, Bernstein, Achat. Als Lücke muß hier erwähnt werden, daß die Sedimentärgeschiebe im ganzen Buch nicht besprochen sind. 4. Schichtenstörungen durch Eisdruck. Hierbei kommen auch die diskordante Lagerung des oberen Diluviums auf dem unteren, ferner die auf Aufpressung zurückzuführende wellenförmige Lagerung des unteren Diluviums, endlich die Hauptvorkommnisse großer Schollen älteren Gebirges zur Sprache. 5. Die Grundmoränen und ihre Landschaftsformen. Hierbei wird auch der Innenmoräne gedacht, die sich als selbständige Bildung nicht von der Grundmoräne abtrennen lasse, ferner der Steinpflaster und Facettengeschiebe, sowie der besonders großen Geschiebe. Von den Landschaftsformen werden unterschieden: die flache Grundmoränenlandschaft und die stark wellige, mit zahlreichen Einsenkungen versehene. An der Stelle wird auch der Soll (Pfuhl) nach seiner Entstehung besprochen, die Ergebnisse meiner Abbohrungen in Söllen sind dabei nicht berücksichtigt — das Buch „Das Diluvium Deutschlands“, Stuttgart 1920, scheint dem Verf. überhaupt entgangen zu sein —. Der obere ungeschichtete Geschiebesand wird als

Faziesbildung des Geschiebemergels bezeichnet; damit erklärt sich die „sandige Grundmoränenlandschaft“. Hier finden die Dreikanter ihre Besprechung. Die kuppige Grundmoränenlandschaft mit den Drumlins. Für die Entstehung des baltischen Höhenrückens mag teilweise der vordiluviale Schichtenbau von Einfluß gewesen sein, maßgebend aber war die auf die Eisbewegung beschleunigend wirkende Depression des Ostseebeckens, die Aufpressungen und Zusammenschiebungen älterer Bildungen beim Vorrücken des Eises über die randlichen Erhebungen und endlich der letzte Stillstand, das baltische Rückzugsstadium. 6. Ausführlich werden die Endmoränen behandelt, wobei auch der vom Ref. gezeichneten 10 Rückzugsstufen gedacht wird (über den Fehler der Karte s. u.). 7. Bei den fluvioglazialen Bildungen finden die Sand- und Tonlager wenig Raum zur Behandlung, ausführlich wird über die Oser, Wallberge berichtet. Im Abschnitt über die alten Stromtäler (denen das deutsche Flachland eine deutliche Gliederung verdankt) und ihre Versandung werden auch die verschiedenen neuen ergänzenden Ansichten berücksichtigt. 8. Der Löß mit der Karte KEILHACK's: hier erhalten wir eine historische Entwicklung der Anschauungen über seine Bildung und sein Alter. Die Berichte über die Prä-, Inter- und Glazialbildungen im Randgebiet des Flachlandes geben einen willkommenen Überblick über die neueren Erforschungen jener Landesteile. 9. Die Seen: mit Recht wird darauf hingewiesen, daß wir wohl eine große Anzahl Seen als durch subglaziale Schmelzwassererosion entstanden denken können (wozu nach Ansicht des Ref. auch viele Evorsionsseen gehören). Nach ihrer Entstehung werden folgende Seentypen unterschieden, die entweder an einem See allein oder auch in Kombination auftreten können: Grundmoränenseen, Stauseen, Rinnenseen, Ausstrudelungs- (Evorsions-) Seen, Eiserosions-, Einsturzseen. [Ref. bemerkt, daß viele Evorsionsseen in den verallgemeinerten Begriff der Grundmoränenseen gehören.] Die Zungenbecken würden noch hinzuzufügen sein. Weiter wird auf die Anzeichen ehemalig höheren Wasserstandes verwiesen (die an einigen Orten nachgewiesene und vermutlich auch weiter verbreitete Tatsache früherer tieferer Wasserstände ist noch nicht berücksichtigt). Die lange Liste der einzelnen Seen nach Größe und Maximaltiefe hat wenig Wert, da man aus der alleinigen Angabe der größten Tiefe gar kein Bild von der wahren Natur eines Sees, vielmehr leicht falsche Vorstellungen erhält, nur Isohypsenkarten ermöglichen eine sichere Beurteilung. 10. In dem langen Kapitel über die Gliederung der Glazialbildungen wird auch der monoglazialen Auffassung gedacht. Nach Begründung der polyglazialistischen Auffassung werden die meisten Fundpunkte interglazialer Bildungen nach Provinzen geordnet, wieder mit der willkommenen Literaturangabe vorgeführt. Einen kurzen Beitrag über das Auftreten des Menschen in Norddeutschland während der Glazial- und Interglazialperioden liefert WIEGERS. Zum Schluß gibt eine Tabelle eine Gliederung des norddeutschen Quartärs nach den jetzigen Ergebnissen. B. Das norddeutsche Flachland in der Postglazialzeit. Es wird angenommen, „daß seit dem Rückzuge des Inlandeises periodische Klimaschwankungen größeren Ausmaßes stattgefunden haben“. 1. Die postglazialen Talbildungen, Fluß- und Seeabsätze.

Kalkabsätze in den Seebecken, Ostseerelikten, MENZEL's Gliederung nach den Binnenmollusken, Seebrücken, Schlickbildungen, Gefälleänderungen, Klimawechsel verursacht abwechselnd erodierende und akkumulierende Tätigkeit. Veränderungen der Flußläufe, Zeitbestimmung, Küstensenkung, Trockentäler. 2. Die Moore: Bei der trefflichen Zusammenstellung hätte der Beobachtung STAHL's gedacht werden können, daß vielfach eine größere Trockenheit der neuen Wasserfüllung vorausging, letztere wohl als Folge des Rückstaus durch die Litorinasenkung bedingt. 3. Auch der Abschnitt über die Dünen gibt schöne Klarheit. 4. Die Veränderungen im Küstengebiet, wobei der Fördenfrage gedacht wird.

Einige ergänzende Anmerkungen seien gestattet zu den Seiten:

16 u. f.: Die Lübbeener Literatur ist etwas reicher, das Klützer Senon ist eine Scholle, das Sternberger Oberoligocän verdiente Erwähnung.

46 und 98: TORNQVIST's Ansichten über das Alter der Dislokationen sind nicht erwähnt.

118: Die Steinpflaster im Geschiebemergel sind schon 1880 und 85 beschrieben (Beitr. z. G. Mecklenb. I, 24 und VII, 66).

123: Zur Literatur GEINITZ: Unsere gr. Findlinge. (Zeitschr. Mecklenburg 1909.)

132: Die Mecklenburger Drumlins fehlen.

Zum Kapitel Dislokationen bemerke ich, daß es nicht ausgeschlossen ist, daß Dislokationen auch während der Eisbedeckung stattgefunden haben.

193: Bei der Kopie meiner Karten der Endmoränenstufen (Arch. Nat. Mecklenb. 1918) ist leider ein Fehler untergelaufen, indem dort „Tafel“ 7 und „Tafel“ 8 mit „Rückzugsstapel“ verwechselt ist. Tafel 7 gibt nämlich gleichzeitig die zwei Belt- und die Rügen-Phase 8, 9 und 10 und verdeutlicht sehr schön die Umschwenkung des Eises am Ende der deutschen Eisbedeckung, die wahre Gestalt der auf ihr kleines Maß reduzierten Form des „jüngeren baltischen Stromes“ DE GEER's. Darauf würde wohl auch auf p. 368 zurückzukommen sein. Die Phase 7 hatte ich überhaupt nicht eingezeichnet.

317: Die persönliche Bemerkung, daß ich durchaus nicht allgemein den Grundmoränencharakter des oberen Geschiebemergels bestreite.

350: Bei Schwaan und Doberan haben GROSS und BRINKMANN verschlepptes Marin gefunden.

356: Wie man sich eine Hebung der Neudecker Schichten um 120 m vorstellen soll, ist unklar.

Die Karte Tafel 29 hat immer noch den aus der 2. Auflage p. 91 und 3. Auflage Tafel 28 übernommenen Fehler, daß bei Rostock und Warnemünde-Stoltera statt des 15 m hohen Geschiebemergelgeländes „Urstromtal“ verzeichnet ist. In der KEILHACK'schen Karte (vgl. Geol. Zentralbl. 14. 146 und 163) von 1908 sind die Verhältnisse richtig gezeichnet.

E. Geinitz.

E. Zimmermann II: Löß und Decksand am Südrande der niederrheinischen Bucht. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 39. I. 155—179. 1919.)

Die quartären Bildungen am Niederrhein werden gegliedert in:

Alluvium.

Niederterrasse, Jungdiluviallehm, Schotterlehm bezw. Decksand.

Transgredierend über die älteren Terrassenstufen und das Grundgebirge.

Jüngerer Löß (in der niederrheinischen Bucht in 2 Stufen).

Jüngere Mittelterrasse.

Ältere Mittelterrasse (= STEINMANN'S HOCHTERRASSE).

Älterer Löß.

Hauptterrasse.

Tegelenstufe.

Älteste Diluvialschotter.

Die jungdiluvialen Decksande und Schotterlehme entstammen einer allgemeinen Überflutung. Die Decksande sind rechtsrheinisch scharf von den unterlagernden Sanden und Schottern der Mittelterrasse zu trennen. Im Eingange der Arbeit finden sich neben Bemerkungen über Arten und Bildung des Löß Beobachtungen über den Löß, deren Ergebnis in vorstehender Tabelle zusammengefaßt ist.

E. Geinitz.

K. Keilhack: Endmoränen in Niederschlesien. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 39, I. 41—57. 1919.)

Im nördlichen Teil Schlesiens verlaufen zwei Endmoränenzüge der letzten Eiszeit: von Guben über Grünberg und Sabor zur Oder u. w. (Lissaer Endmoräne) und ein Zug von Christianstadt am Bober über Freystadt, Quaritz, Raudten, Köben a. d. Oder. Dieser frisch erhaltene Zug wird als äußerste Randlage des letzten Inlandeises angegeben. Er ist die Fortsetzung des Fläming—Niederlausitzer Grenzwall-Zuges und nebst der baltischen Hauptendmoräne vorwiegend aus Blockpackungen aufgebaut, während die übrigen Zwischenstufen zum größten Teil aus Sand und Kies aufgeschüttet oder als Staumoränen entwickelt sind und daher weniger Zeit zu ihrer Bildung gebraucht haben. Westlich der Oder werden noch sieben Endmoränenzüge der vorletzten Eiszeit unterschieden: Sprottau—Primkenau—Kotzenau—Lerchenborn—Polkwitz—Thiemendorf, Liegnitz—Neumarkt—? D.-Lissa; Hermannsdorf—Jauer—Gütschdorf; Striegau—Königszelt—Schmellwitz—Kl.-Bielau—Zobten; Freiburg—Schweidnitz—Gröditz—Taupadel; Reichenbach—Bertholdsdorf; Brieg—Münsterberg (s. Karte). Innerhalb dieser alten Endmoränen finden sich auch geschlossene Depressionen, die sonst nach WUNDERLICH ein Merkmal der Verbreitung des letzten Inlandeises sein sollen.

E. Geinitz.

H. A. Weber †: Über spät- und postglaziale lakustrine und fluviatile Ablagerungen bei Lobstädt und Borna und die Chronologie der Postglazialzeit Mitteleuropas. (Abh. Nat. Ver. Bremen 1918. 29. 189—267. Mit Anmerkungen von C. WEBER.)

Das Profil im Tagebau der Victoria zeigt:

Alluvium	{	3,5 m Auelehm	}	Flußablagerungen
		0,3 Tonmudde		
	}	0,2 obere Lebermudde	}	Beckenbildungen
		0,5 Waldtorf		
		0,6 obere Torfmudde		
		0,35 <i>Hypnum</i> -Torf		
0,45 untere Lebermudde				
Diluvium	}	0,1 untere Torfmudde	}	(Übergangsbildung)
		2,0 Kalkmudde		
		0,1—0,2 schwarze Schicht		
		6—7 Schotterterrasse: Flußablagerung		

Die Einzelbefunde werden sorgfältig beschrieben.

Eine Diskussion der WERTH'schen Auffassung der Terrasse als Würmglazial führt zu keinem endgültigen Ergebnis. Die Talbildungen zeigen, daß die Wyhra, nachdem sie die jüngeren Schotter abgesetzt hatte, zu einem unbedeutenden Bach reduziert war infolge von Erniedrigung des Grundwasserstandes (es herrschte eine starke klimatische Trockenheit mit Bedingungen der Wüste oder Steppe). Dieser Landschaft fehlten Bäume mit Blütenstaub, was auf eine niedrige Temperatur des Zeitalters zurückgeführt wird. Zu der Zeit, als die Sedimentation in den Teichen begann, herrschte in der Umgebung der Wyhraniederung eine Vegetation, wie sie jetzt außerhalb der Baumgrenze der arktischen Tundra angetroffen wird, im übrigen ein sehr trockenes Klima. In den Teichen wurden aber neben nordischen Formen auch solche getroffen mit größeren Wärmeansprüchen; „allein diese Erscheinung hat nichts Befremdliches, seitdem man weiß, daß sie eine notwendige Folge der niedrigen geographischen Breite Mitteleuropas ist, die eine bessere Erwärmung der Gewässer als der Luft bedingt“.

Diese glazialen Verhältnisse müssen lange bestanden haben, bis sich die 2 m starke Kalkmudde nebst überlagernder Torfmudde abzusetzen vermochte. Erst während der Bildung der darüberfolgenden unteren Lebermudde erschienen die ersten Bäume in rasch zunehmender Menge, und zwar Haarbirke, darauf Föhre und Eiche, vorübergehend auch die Fichte. Zugleich begann das Grundwasser zu steigen (als Folge eines allmählichen Feuchterwerdens des Klimas betrachtet); zwei mehr untergeordnete Verlandungen unterbrachen das Ansteigen des Grundwassers. Zur Zeit der Eichenherrschaft (obere Lebermudde) erreichte die klimatische Feuchtigkeit einen höheren, lang andauernden Grad; die sumpfigen Erlen- und Eichenwälder wurden durch rasches Steigen des Wassers vernichtet (Tonmudde)

und weiteres Steigen häufte den Auelehm an. Der Wechsel in der stärkeren und schwächeren Strömung der Flüsse steht wohl mit stärkerer oder schwächerer Neigung des Flußsystems, das ist mit tektonischen Bewegungen des betreffenden Gebietes in Zusammenhang.

Die Flora zeigt denselben Entwicklungsgang der Baumflora wie in Dänemark, Schweden, Norwegen und Norddeutschland und es ist unwahrscheinlich, daß eine derartige Erscheinung südlich von Leipzig nur örtlicher Art gewesen ist.

Verf. gibt dem BLYTT-SERNANDER'schen klimatischen System geologische Bedeutung und erklärt die subatlantische Zeit als die, in welcher der jüngere *Sphagnum*-Torf als das letzte Glied der Moorbildungen entstanden ist, die subboreale Zeit als das Zeitalter des Grenztorfs, die atlantische als die des älteren *Sphagnum*-Torfes, die boreale, in der sich der Übergang vom glazialen zu dem atlantischen Zeitalter vollendete.

In dieses Schema bringt er tabellarisch die Erscheinungen des Wyhrales, sowie die Entwicklung der Moore und des Klimas, nebst archäologischer Zeitbestimmung.

Verf. erkennt die Worte NATHORST's an, „daß die postglaziale Zeit (mit Birken und Föhren) in Mittelddeutschland schon zu einer Zeit begonnen hatte, als in Südschweden spätglaziale Verhältnisse noch herrschten“; ähnlich äußert sich C. WEBER gelegentlich der Bornaflorea, auch gibt er zu, daß die Föhre südlich von Leipzig bereits herrschte, als in Schonen die Dryasflora lebte. In einer graphischen Darstellung zeigt er die Einwanderung der Hauptwaldbäume.

Die Untersuchungen über die Schmelzwassertone Holsteins und Mecklenburgs weisen darauf hin, daß zur Zeit ihrer Entstehung Birken und Föhren erst in weitem Abstand als Wälder auftraten, „die Landeisgefilde konnten während des Maximums der letzten Eiszeit nicht von schmalen, nur wenige Kilometer breiten Säumen umgeben sein, die unter dem abkühlenden Einfluß des Eises die glaziale Flora beherbergten“. Erst später (unter dem Einfluß des Wärmerwerdens des Klimas) wurde der Gürtel schmaler und vermischte sich die „Dryasflora mit Vertretern der Birken- und Föhrenflora“. Der abkühlende Einfluß des Landeises auf die Zusammensetzung der Flora seiner nächsten Umgebung soll nur gering gewesen sein (p. 239!), der Charakter dieser Flora vielmehr wesentlich durch die allgemeine klimatische Temperatur bestimmt.

Nach der baumlosen Zeit (Maximal oder teilweise Nachmaximal der letzten Eiszeit) herrschten in Mittelddeutschland Weißbirken (als sich das Eis bis zu den dänischen Inseln zurückgezogen hatte). Ihnen folgte die Herrschaft der Föhre, bevor noch die südliche Ostsee ganz frei vom Eise war (Allerödschwankung), während deren in diesem Gebiete bereits die Birke herrschte (Bemerkung zu Alleröd p. 241). Glazialrelikte p. 242. Bei Nusse fand sich Föhre schon an der Oberkante des Dryastons, erst in der zweiten Schicht aber herrscht sie vor. Freilich ist es möglich, daß Weißbirke und Föhre an geschützten Stellen auch während des Maximums der Würmzeit sich erhalten haben.

Eichenflora in den einzelnen Funden.

Rotbuche p. 245. Bei Schussenried kommen Eiche und Buche zusammen vor, haben sich erst auf der Wanderung nach Norden getrennt. Die Rotbuche ist wahrscheinlich in Deutschland während der borealen Zeit eingewandert, breitete sich in der atlantischen Zeit von Süden nach Norden aus, in Holstein begann ihre Einwanderung einige Zeit vor der Entstehung des Grenztorfs, das ist zur Zeit des höchsten Salzgehaltes des Litorinameeres (= Beginn der Bronzezeit).

Die Fichte in Skandinavien von Norden oder Nordosten eingewandert, zur Zeit der größten Ausdehnung des Litorinameeres, in Schweizer Mooren schon am Grunde derselben gefunden, vermutlich in Mitteleuropa längs der Voralpen aus Osten eingewandert, hat weite Strecken des norddeutschen Flachlands unbesiedelt gelassen, während sie in den Interglazialzeiten allgemein verbreitet war.

Die Linde wuchs bei Borna zur spätsubborealen Zeit, ist aber in Norddeutschland älter (wohl schon vor der Eiche verbreitet). „Linde, Hasel und Erle haben samt der Rotbuche, Eiche, Föhre und Fichte und Weißbirke wahrscheinlich schon während der mittelborealen Zeit, wenn nicht noch früher, in der Donaulinie Süddeutschlands zusammengelebt,“ p. 251. „Alle drei Pollenarten erscheinen in Schonen fast unmittelbar nach dem Verschwinden der Dryasflora zur Zeit der größten Ausbreitung des *Ancylus*-Sees, also zur selben Zeit, als bei Borna die Eiche schon ihre Herrschaft angetreten hatte.“

Anmerkungsweise wird eine neue Hypothese zur Erklärung der Eiszeit gegeben.

E. Geinitz.

Berendt, G.: Zur Vergletscherung des Riesengebirges. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 69. Monatsber. 1917. 233—236.)

Siebs, A.: Die Sedimentärgeschiebe im Gebiet zwischen Unterweser und Unterelbe. (Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holsteins. 17. 90—140. Kiel 1920.)

Tschirwinsky, Wl.: Beiträge zur Kenntnis der chemischen und petrographischen Zusammensetzung der Diluvialablagerungen von SW-Rußland im Zusammenhang mit der Frage über die Stromrichtungen des diluvialen Inlandeises. (Diss. — Mém. Soc. des Naturalistes Kijew. 24. 350 p. 29 Fig. 1 Karte. 1914. Russ. Deutsch. Rés. 321—342.)

B. Alpengebiet.

St. Pawlowski: Die Eiszeit in der Czarnohora. (Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien. 57. 1917. 211—228.)

Nach Besprechung der bisherigen Literatur (mit sich z. T. widersprechenden Ansichten) und kurzem Überblick über den Bau der zu den Karpathen gehörenden Gebirgsgruppe wird die Frage der Vergletscherung

erörtert. Maßgebend können hier nur sein Kare, Moränen und vielleicht U-förmige Täler. Die große Massigkeit des Gebirges (1833 bzw. 1683 m durchschnittlich hoch) begünstigte die Gletscherentwicklung. Die Gletscher fanden schon zu einem gewissen Grad fertige Formen vor und hinterließen in diesen die Spuren ihres Vorhandenseins. Der Boden der Kare ist uneben und verschüttet (Obrution), die Mehrzahl liegt in den Höhen zwischen 1600—1800 m. Sie fallen stufenweise ab oder endigen mit einer besonderen Karstufe. Die Moränen bestehen aus dem Magurasandstein. Fluvioglaziale Bildungen lassen sich nicht präzise feststellen, dagegen ist das tiefe Einschneiden der Bäche in die Moränen und den ehemaligen Gletscherboden augenfällig. Die Seen verdanken ihre Entstehung nicht der Erosion, sondern der Akkumulation. U-Täler sind sehr unklar entwickelt. Die Schneegrenze lag an den NO-Abhängen in 1450—1528 m. Die Länge der Czarnohoragletscher betrug 2—6,5 km (gegenüber größeren Werten anderer Autoren). Auch die Frage einer mehrfachen Vergletscherung wird berührt, aber nicht bejaht.

In einem gewissen Maximalstadium stiegen die Gletscher ziemlich tief in die Täler hinab und verblieben dort längere Zeit, zogen sich darauf schnell und ohne Unterbrechung zurück bis zur Höhe von 1400 m. Seitdem schwanden sie, öfters Halt machend, am längsten hielten sie sich in den oberen Karen. Die Eisperiode dauerte nur kurz, doch hinterließen die kurzen Gletscher ziemlich ausgedehnte Endmoränenfelder. E. Geinitz.

Siegmond Günther: Die Eiszeit auf der bayrisch-schwäbischen Hochebene. (Veröffentl. d. Gesellsch. f. bayr. Landeskunde. München 1921.)

Die kleine Schrift wendet sich an weitere Kreise. Sie gibt zunächst einen Überblick über die historische Entwicklung der eiszeitlichen Theorien und schildert dann unter Bezugnahme auf Beispiele aus dem bayrischen Voralpengebiet die charakteristischen Erscheinungen der Vorlandvereisung.

Wurm.

Albrecht Penck: Die Höttinger Breccie und die Inntal-terrasse nördlich Innsbruck. (Abh. d. Preuß. Akad. d. Wiss. Jahrg. 1920. Phys.-Math. Kl. No. 2. Berlin 1921. 4°. 136 p. 5 Taf. geol. Profile u. Karten, 7 Taf. fotogr. Ansichten.)

Die geradezu „friedensmäßig“ ausgestattete Arbeit bringt, durchaus auf Grund eigenen Augenscheins, eine bis ins einzelne gehende und durch eigene Kartenaufnahmen gestützte kritische Verarbeitung des gesamten älteren Beobachtungsmaterials zusammen mit neuem. Wesentlich neue Befunde zu den Hauptfragen sind zwar nicht zu verzeichnen. Von größter grundsätzlicher Bedeutung aber sind die Schlüsse, zu denen PENCK auf Grund der Neubearbeitung kommt; sie bringen unter Verlassen früherer

Vorstellungen eine Neueinstellung seiner Ansicht über den Verlauf der Eiszeitereignisse in den Alpen und eröffnen auch in manchen nicht unmittelbar berührten Punkten wichtige weitere Perspektiven.

Die wichtigsten Punkte, die auf die Höttinger Breccie Bezug haben, kann man etwa folgend zusammenfassen:

1. Die Unterlagerung der Breccie durch Moräne ist nicht nur beim LEPSIUS'schen Stollen im östlichen Weiherburggraben gegeben, sondern eine viel allgemeinere Erscheinung, die sich im Streichen derselben Stelle ein paar hundert Meter weit verfolgen und an mehreren anderen weit verteilten Stellen wieder beobachten läßt. Zu den bereits früher bekannten Stellen hat PENCK einige weitere gefunden.

2. Die Höttinger Breccie ist eine geologisch einheitliche Bildung, soweit man das überhaupt von einem Schichtkomplex sagen kann, dessen stratigraphisch untere Lagen absolut genommen selbstverständlich älter sein müssen als obere. Für die (orographisch höher gelegene) Partie der Breccie, die die Flora mit *Rhododendron Ponticum* geliefert hat — Florenfunde ohne *Rh. Ponticum* sind auch an anderen, orographisch tiefer gelegenen Stellen geglückt —, läßt sich wieder die gegenteilige Annahme wahrscheinlich machen, daß sie nicht stratigraphisch untersten Lagen der Breccie entspricht, vielmehr seien jene orographisch tieferen Lagen auch stratigraphisch untere. An sich sind die orographisch höher von den orographisch tiefer gelegenen Breccienvorkommnissen dem Alter nach nicht zu trennen, beide gehen ineinander über. „Rote“ und „Weiße“ Breccie sind lediglich örtlich — je nach dem Gesteinsmaterial des Einzugsbereiches — vikariierende Fazies, die stellenweise ineinander übergehen oder eingreifen. Bunte Tone statt der Breccie sind, als gleichalterige Fazies, am Öberg gegeben.

3. Die angebliche Einpressung der Liegendmoräne nur sekundär in Hohlkehlen des Breccienhanges wird völlig unwahrscheinlich gemacht dadurch, daß die untersten unmittelbar der Moräne aufliegenden Breccieschichten häufig nicht aus fest verkitteter harter Breccie bestehen, die allein imstande wäre, Überhänge zu bilden, sondern aus lockerer, nur leicht verkitteter, die über einem Hohlraum längst abgebröckelt sein müßte. In dieser wie in sonstiger Beziehung geben die rezenten Höhlen und Hohlkehlen der Breccie im Höttinger Graben das tatsächliche Vorbild, von dem die angeblichen Höhlen im Weiherburggraben durchaus abweichen. Den für die rezenten Höhlen der Breccie ortsüblichen Namen „Gufeln“ schlägt PENCK zum allgemeinen Gebrauche als Terminus für Höhlen vor, die durch Ausbröckeln minder fester Gesteinspartien entstanden sind.

4. Nirgends greift die Liegendmoräne in Klüfte oder Fugen der Breccie ein; nirgends zeigt sich ein Abstoßen der Moräne an steiler Breccienböschung, die Neigung der (unregelmäßig gestalteten) Moränenoberfläche überschreitet nirgends den natürlichen Böschungswinkel. Nirgends konnten in der Liegendmoräne Brecciengeschiebe gefunden werden, während solche in allen jüngeren Moränen und Schuttbildungen häufig bis massen-

haft vertreten sind. Umgekehrt findet man zentralalpine und geschrammte Geschiebe, die aus der Liegendmoräne stammen, in der Breccie, zwar nicht dort, wo sie unmittelbar der Moräne aufliegt, wohl aber — wo sie erwartet werden können — in der Bewegungslinie unterhalb von Liegendmoränenvorkommnissen.

5. Als den Hohlraum eines von der Breccie umschütteten, auf der Liegendmoräne gewachsenen Baumstammes faßt PENCK nach wie vor den nach oben blind endigenden Schlot im Brecciendache neben dem Stolleneingang auf. Er stützt diese Auffassung durch eine Zeugenaussage, wonach früher tatsächlich noch ein Baumstamm darin gesteckt hat. Reste davon wären die Holzstücke, die man noch heute nächstbei in der Liegendmoräne findet. Das schließt natürlich ein sekundäres Einpressen der Moräne vollkommen aus.

6. Der dünne, 1—2 dm mächtige feine, der Grenze zwischen Liegendmoränen und Breccie parallel geschichtete „Grenzlehm“ (AMPFERER'S „Streifenlehm“), der im Stollen erschlossen wurde, findet sich überall dort, wo die alte Oberfläche der Liegendmoräne erhalten geblieben ist, d. i. an all den Stellen, wo Breccie darüber lagert, und ist nach diesen stratigraphischen Lagerungsverhältnissen dieselbe Bildung, wie jene im Höttinger Graben, in der PENCK schon früher (1890) und jetzt neuerlich eine Löß-Fauna fand. PENCK hält daher unbeschadet der Ausblasung der feinsten Bestandteile, wie sie die Schlemmanalyse ergeben hat, an der ursprünglichen Auffassung des Grenzlehms durch AMPFERER als eines selbständigen äolischen Gebildes, eines Sediments aus der Zeit zwischen Ablagerung der Liegendmoräne und der Breccie, fest. Bei der Überschüttung mit der Breccie wurde die Grenzlehm Lage ebensowenig zerstört wie die dünnen Lagen gelben Lehms, welche völlig unversehrt zwischen den grobschüttigen Breccienbänken im Mayr'schen Steinbruch auftreten, ohne daß dort auch nur die Möglichkeit eines Zweifels an der primären Unterlagerung unter der Breccie gegeben wäre.

7. Die Liegendmoräne charakterisiert sich durch Geschiebe von Oberinntaler und Engadiner Gesteinen zweifellos als solche eines Inngletschers. Das Vorkommen zentralalpiner Geschiebe in der Breccie bis 1500 m Meereshöhe hinauf beweist, daß dieser Gletscher mindestens so hoch hingereicht hat. Das tiefste erschlossene Breccienvorkommnis andererseits liegt bei 635 m ü. M. Das läßt zusammen mit der großen Horizontalausbreitung und vertikalen Mächtigkeit der Breccie auch ohne die paläontologischen Gesichtspunkte nicht eine einfache „Gletscherschwankung“ annehmen, deren positiven Phasen die Ablagerungen der Liegend- und Hangendmoränen, deren negativer Phase die Breccienbildung entspräche, sondern setzt ein Zurückschmelzen des Gletschers vom Range einer „Interglazialzeit“ voraus.

8. Die „Höttinger Flora“ steht mit 10 % ausgestorbenen Arten zwischen jener der Schweizer Schieferkohlen (0 %) und der von Pianico (4 %) einerseits, jener von Leffe (50 %) andererseits, ist demnach älter als erstere, jünger als letztere. PENCK stellt sie nunmehr in das Mindel-

Riß-Interglazial. Nach den Pflanzenfunden in den stratigraphisch tieferen Lagen der Breccie fehlen in diesen noch die mehr wärmeliebenden pontischen Elemente, die die altbekannte „Höttinger Flora“ charakterisieren. Sie scheinen sich erst im späteren Verlauf der Breccienbildung, mithin in späteren Abschnitten der Mindel-Riß-Interglazialzeit zur einheimischen mitteleuropäischen Flora gesellt zu haben (freilich läßt dieser Schluß, weil auf negativer Basis, an Bestimmtheit zu wünschen übrig). Seither ist eine solche Beimischung an der Nordseite der Alpen weder in der letzten Interglazialzeit — nach unserer Kenntnis der Schweizer Schieferkohlenflora — noch in der Gegenwart wieder eingetreten.

9. Durch ihre Erstreckung bis knapp über die heutige Talsohle herab erweist die Höttinger Breccie, daß das Inntal schon zur Zeit der Breccienbildung, also Mindel-Riß-Interglazial, mindestens so tief war wie heute. Die Volummasse der Breccie und die starke Anteilnahme von Wettersteinkalkmaterial an ihr, auch an Stellen, wo heute am Gehänge oberhalb Wettersteinkalk nicht mehr ansteht (er erscheint hier erst an der nördlichen Abdachung des Gebirges), lassen vermuten, daß seither eine starke Abtragung und Vorverlegung des Gebirgskammes gegen das Inntal hin (zufolge Überwiegens der nordseitigen Zurückschneidung) stattgefunden hat.

Über der Höttinger Breccie folgen jüngere Schuttablagerungen. Zunächst eine nur an wenigen Stellen sichtbare mittlere Moräne („Sockelmoräne“), über ihr dann die mächtigen Inntal- oder Terrassenschotter, über diesen die „Hangendmoräne“ und schließlich postglaziale Schuttkegelbildungen. Als feinerkörnige Lokalfazies der Inntalschotter, Ablagerungen in toten Winkeln der Flußbewegung, nicht als bestimmte stratigraphische Horizonte, erkennt PENCK die Tone und Mehlsande, die im Verbands der Inntalterrassen große Verbreitung haben, als gleichsam laterale Fazies gegenüber den Schottern des Innhaupttales, Komponenten der Schotterterrasse, die vom anliegenden Kalkgebirge stammen, den „Höttinger Schutt“ und einige andere durch Schrägschichtung und Vorwiegen kalkalpiner Geröllführung sich abhebende Schuttbildungen.

Für die Hangendmoränen kommt PENCK nunmehr zufolge des Mangels jeglicher auffallender stadialer Ufermoränenbildungen am Gehänge des Inntales unter der oberen Gletschergrenze und über der Schotterterrasse schon aus dem engeren Gebiete heraus zum Schlusse, daß sie nicht im Sinne der früheren Annahme von einem neuerlichen Vorstoß („Bühlvorstoß“) des bereits weit über diesen Talquerschnitt zurückgewichenen Gletschers, sondern vom Würmgletscher herrühren. Im Zusammenhang mit AMPFERER's Ergebnissen (Fortsetzung der Terrassenschotter über die supponierte Barre an der Zillertaler Mündung hinaus in die Kufsteiner Gegend und bis an die Mündung des Inntales aufs Alpenvorland) läßt PENCK die Annahme von der Bühlschwankung und den Bühlendmoränen im Unterinntale (wo der Name Bühlstadium geprägt wurde) fallen und schließt sich AMPFERER's Deutung der Inntal-Terrassenschotter

als interglazial an. Und da andererseits die Inntalschotter durch die in ihrem Liegenden ausstreichende mittlere oder Sockelmoräne von der Höttinger Breccie getrennt werden, verweist PENCK die Breccie, auch aus stratigraphischen Gründen, nunmehr in die nächstältere, die Mindel-Riß-Interglazialzeit. Die mittlere oder Sockelmoräne wird als Riß-, die untere oder Liegendmoräne der Breccie als Mindelmoräne aufgefaßt. Die stratigraphische Altersbestimmung der Höttinger Breccie tritt damit in Einklang mit der neuen paläontologischen.

In der ausgedehnten und mächtigen Unmantelung des Gebirges mit seinem eigenen Schutt kann man den Ausdruck einer sehr langen Dauer der Mindel-Riß-Interglazialzeit und darin — wenn schon PENCK nicht davon spricht — eine Übereinstimmung mit den Schweizer Verhältnissen sehen, wo die Mindel-Riß-Interglazialzeit als die „große“ gilt. Hingegen bleibt der Unterschied in der Zeitansetzung der stärksten bekannten Einschotterung der Täler bestehen (Inntal: letzte, Schweiz: vorletzte Interglazialzeit).

Von den Konsequenzen, welche sich aus der Auffassung der Inntalschotter als interglazial für die ursächliche Deutung der Einschotterung ergeben, spricht PENCK vorerst nicht.

Nicht zu unterschätzen sind die Schlüsse, welche sich aus der neuen Darstellung und Auffassung für die Frage der Glazialerosion ergeben. Die großenteils noch erhaltene Verkleidung des Abhanges der Schotterterrasse mit der Hangendmoräne gibt bei deren Auffassung als Würmmoräne einen Anhaltspunkt für das maximale Erosionsausmaß des Würmgletschers: Ausschürfung einer 300—400 m tiefen breiten Talmulde aus den losen Schottern und Sanden (wie viel von dieser Freilegung vielleicht schon wieder durch fluviale Erosion vor Eintritt der Würmvergletscherung erfolgt ist, entzieht sich der Beobachtung). Also einerseits viel gegenüber der Anschauung jener, welche die Glazialerosion ganz unbedeutend sein lassen wollen, andererseits wenig gegenüber Annahmen, wonach die Gletschertäler der Alpen zu beträchtlichen Anteilen durch die Gletscher aus dem Fels des Grundgebirges erodiert worden wären. Die Annahme einer wesentlichen Erosionsleistung des Gletschers im festen Fels des Untergrundes scheidet danach im Bereich der Inntalterrassen für die Würmvergletscherung ganz aus; bei dem Profilverlauf der moränenbedeckten Terrassenhänge kann daran auch die seither durch die Tiefbohrung von Thaur ermittelte (Minimal-)Verschüttung des Inntales nichts ändern. Und fast noch instruktiver scheint dem Referenten — wovon PENCK nicht spricht — das Verhältnis der Höttinger Breccie, bei deren Auffassung als Mindel-Riß-Interglazial, zur Frage der Glazialerosion. Wenn schon PENCK geneigt ist, dem Rißgletscher bedeutend größere erosive Leistungsfähigkeit zuzuschreiben, ergibt sich doch aus der ausgedehnten Erhaltung jener Gehängeverkleidung, die die Höttinger Breccie vorstellt, daß auch die gesamte Rißvergletscherung nicht irgendwie bedeutend den Felsgrund des Tales erweitert oder vertieft haben kann. Dabei gilt die Rißvergletscherung als die

stärkste! Erst recht fehlt natürlich, wie PENCK sehr zutreffend hervorhebt, der Raum für die Ineinanderschachtelung zweier, der Würm- und Ribbvergletscherung entsprechender Tröge in die Grundgebirgsoberfläche der Vorrißzeit im Sinne HESS' und LUCERNA's. **Klebensberg.**

A. Rothpletz: Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher. Eine geologische Schilderung der Umgebung der Osterseen und ihrer Beziehungen zur Vorlandvergletscherung. (Landeskundl. Forsch. herausgeg. v. d. Geogr. Ges. in München. Heft 24. 1917, und Mitt. d. Geogr. Ges. München. Bd. 12. 2. Heft. 1917. 216 p. Mit einer Karte 1:150 000 der Endmoränen, Drumlins, Oser und Seen aus der letzten Eiszeit (Isar-Vorlandvergletscherung) und einer geologischen Karte des Osterseen-Gebietes 1:25 000, 1 Lichtdrucktafel und 31 Textfig.)

Diese letzte Arbeit ROTHPLETZ' bringt in einem größeren ersten Teile eine ausführliche glazialgeologische Darstellung des bayrischen Alpenvorlandes im Gebiete des Isargletschers weitesten Sinnes und behandelt anschließend als einen besonders interessanten Ausschnitt daraus das Gebiet der Osterseen (südlich des Starnberger Sees).

Nach Mitteilung der bisherigen Kenntnisse über die Stratigraphie und Tektonik des tertiären Untergrundes (Fossilisten von MAX SCHLOSSER), wofür besonders die Aufschlüsse der Penzberger Braunkohlengruben verwertet sind, geht ROTHPLETZ zur Diluvialstratigraphie über. Er gliedert in Beschränkung auf das untersuchte Gebiet: 1. Altdiluviale Zeit (Deckenschotter). 2. Ribbeiszeit (Altmoränen und Hochterrassenschotter). 3. Interglazialzeit (Kohle von Großweil). 4. Würmeiszeit (Jungmoränen, Würmschotter). 5. Postglazialzeit.

Das diluviale Alter des Deckenschotters gibt ROTHPLETZ nunmehr zu, nachdem darin Schnecken gefunden worden sind, die R. SCHRÖDER (1915) als diluvial bestimmte — eine wertvolle Bestätigung des auf stratigraphischem Wege schon wesentlich früher gezogenen Schlusses. Für die fluvioglaziale Natur des Deckenschotters hingegen und seine Zweiteilung hat ROTHPLETZ in dem Gebiete nach wie vor keine Anhaltspunkte (die Lehmeinlagerung, in der die Fossilien gefunden wurden, könnte immerhin auch hier auf eine solche Zweiteilung gedeutet werden, ROTHPLETZ lehnt diese Möglichkeit zwar ab, jedoch ohne ausschließende Gründe). Durch tektonische Störungen der Deckenschotterplatte und ihrer Unterlage läßt ROTHPLETZ bereits die Tiefenlinien des Starnberger See- und des Wolfratshausener Beckens, bezw. die begleitenden Höhenzüge angelegt sein — ob es nicht nur alte Oberflächenformen sind? —, bestimmter erwiesen werden kann eine tektonische Verbiegung (SO—NW streichend) der genannten Talläufe an ihrem nördlichen Ende, wodurch die Beckenform angelegt worden ist (Anklänge an HEIM's Rückbiegung). Die tektonische Beckenanlage wäre dann der Gletschererosion sehr förder-

lich gewesen. Auch ROTHPLETZ schreibt dieser also jedenfalls wesentliche Anteilnahme an der Seebildung zu.

Das Vorhandensein interglazialer (Mindel—Riß) Verwitterungsgebilde zwischen Deckenschotter und Hochterrassenschotter stellt ROTHPLETZ für das behandelte Gebiet in Abrede. Die dafür angesprochene Füllmasse der geologischen Orgeln des Gleisenthal bei München habe sich — darin scheint ROTHPLETZ recht zu behalten — als Moräne (Rißmoräne) erwiesen. Die Spuren der Rißvergletscherung glaubt ROTHPLETZ weiter als bisher angenommen wurde, bis in den Herzogpark bei München verfolgen zu können. Rißmoräne konnte ferner auch innerhalb der Jungmoränen, in deren Liegendem, nachgewiesen werden. In die Riß—Würm-Interglazialzeit (ROTHPLETZ' einzige des Gebietes) stellt ROTHPLETZ die Schieferkohle von Großweil, auf Grund des Vergleiches ihrer Flora mit jener der Schweizer Interglazialkohlen.

Die „Würmschotter“ — in der Wahl dieser historischen Bezeichnungswiese statt der großenteils unpassenden Namen Niederterrassen, Hochterrassen sollte man nach Meinung des Referenten ROTHPLETZ Folge leisten — gliedert ROTHPLETZ analog wie 1882 PENCK in ältere oder untere und jüngere oder obere, erstere während des Vorrückens, letztere während des Rückschmelzens des Würmgletschers abgelagert. Die älteren Würmschotter identifiziert ROTHPLETZ in Übereinstimmung mit AIGNER auf Grund überzeugender Befunde mit PENCK's bühlstadialen Murnauer Schottern, die jüngeren mit PENCK's Weilheimer Schottern. Beide setzten sich nicht unter Bühlmoränen ineinander fort (nach PENCK wären die Weilheimer Schotter nichts anderes als der weiter vorwärts gelegene, nicht mehr von Bühlmoräne bedeckte Teil der während der Bühlschwankung abgelagerten Murnauer Schotter), sondern die Weilheimer Schotter wären jünger und erst vorwärts jener Bühlmoränen aufgeschüttet; die Bühlmoränen stellten in der Folge wohl ein Stadium vor, die Notwendigkeit der Annahme einer Bühlschwankung aber entfalle. Auch die älteren Würmschotter sind nach ROTHPLETZ noch tektonisch gestört und zwar im Sinne einer ähnlichen, vielleicht derselben, Verbiegung wie der Deckenschotter, in einer SO—NW durch das Nordende des Starnberger Sees verlaufenden Zone.

An Hand der übersichtlichen (nur zufolge Verkleinerung in den Ortsnamen z. T. nicht mehr lesbaren) Karte 1:150000 gibt ROTHPLETZ eine entwicklungsgeschichtliche Gliederung der Würmmoränen des Gebietes. Dabei kommt er für die innersten, bühlstadialen Endmoränenbögen des Wolfratshäuser und Starnberger Gletschers aus nicht recht ersichtlichen Gründen zur Annahme einer infolgedessen schwer verständlichen „Verlagerung“ der Gletscherstromstriche aus der früheren Richtung gegen NW — einer Annahme, die dann zum Ausgangspunkt von ROTHPLETZ' Darstellung der Verhältnisse des Osterseengebietes wird. Von der — rätselhaft bleibenden — Verlagerung des Starnberger Gletschers leitet ROTHPLETZ auch das schöne große Drumlinfeld zwischen Starnberger und Ammersee („Eberfinger Drumlinfeld“) her, wiewohl keinerlei Endmoränen-

bildungen auf eine solche „Eberfinger Gletscherzunge“ deuten und die Drumlinzone allem Anschein nach südwärts an den breiten Trennungssporn zwischen Starnberger und Ammerseegletscher anschließt, also viel wahrscheinlicher zwischen den Stromstrichen liegt (vgl. Mitt. d. Geogr. Ges. München 1913. p. 49).

Nach Darstellung der jungglazialen Seen des Gebietes und der postglazialen Flußschotter folgt dann der kleinere zweite Teil der Arbeit: „Das Gebiet der Osterseen“. Hier liegt das Schergewicht in der genauen geologischen Karte 1:25 000, der Text gibt dazu einen Exkursionsführer.

Die wesentlichen Züge dieses in hohem Grade interessanten Gebietes sind folgende: In der SW-Ecke des Starnberger Sees breitet sich ein flaches Schotterfeld aus, das mit einem Zipfel zwischen dem heutigen Seeufer und der südlich angrenzenden moorigen Niederung („Filz“) nach Osten vorspringt. Die Schotter zeigen Deltastruktur, welche nach oben hin in mehr als 10 m über dem heutigen Seespiegel (584 m) an horizontal geschichteten Schotterlagen abschneidet. Die Oberfläche der Schotter ist grubig-höckerig, von einer dünnen Moränenhaut überzogen, an einer Stelle liegt auch noch ein drumlinförmiger Moränenrest darauf. Gegen die südlich angrenzende Filzregion nun böschet das Schotterfeld durchaus mit einer bis zu 10 m hohen Steilstufe ab, ohne daß diese auf Erosion zurückgeführt werden könnte. Nach SSW—S geht das Schotterfeld verschmälert in ein wahres Kesselfeld über, eine typische Kame-Landschaft. Die größten der Pingen sind von Grundwasser erfüllt (Frechensee). Am Ostrand des Frechensees ziehen Oserbildungen entlang. Südlich anschließend wiederholen sich ähnliche Bildungen zunächst mit dem Schotterfeld von Staltach, dann jenem von Iffeldorf. Westlich neben dem Staltacher Schotterfeld liegen als große Einsturzbecken die paar größten der Osterseen, im SW des Iffeldorfer Feldes liegt das schönste Gebiet kleiner Schmelzgruben, hier „Dellen“ genannt. Im Westen grenzt das Gebiet der drei Schotterfelder ziemlich scharf an den Ostrand des überhöhenden Eberfinger Drumlinfeldes.

Die drei Schotterfelder deutet ROTHPLETZ — wohl sehr zutreffend — als in unmittelbarer Gletschernähe abgelagert, dann noch kurz vom Gletscher überfahren. Ebenso vorteilhaft erklärt er die dem Filz zugekehrte Steilstufe aus der Annahme eines toten Gletscherkörpers in der Filzregion, an den die Schotter als echte Randterrassen in den räumlichen Abständen entsprechend aufeinander folgenden Zeitabschnitten seitlich angelagert worden wären. Als Wasser-, Schotter- und Moränenlieferanten nun aber nimmt ROTHPLETZ seine hypothetische Eberfinger Gletscherzunge. Zwischen deren Ostrand und dem Westrand des toten Gletscherkörpers im Filz wäre die Rinne verlaufen, in die die Schotter geschüttet und über die die Ränder des Eberfinger Gletschers in kurzen Oszillationen wieder vorgegriffen hätten. Nach Meinung des Referenten erklärte man die Verhältnisse einfacher mit einer aktiv gebliebenen Starnberger Gletscherkomponente im Zuge der Schotterrinne selbst, links neben dem toten übrigen Starnberger Gletscher.

Anhangsweise gibt ROTHPLETZ eine Übersetzung von H. MUNTHE'S Aufsatz über das Diluvium der Umgebung von München vom Jahre 1911, der die Untersuchung des Osterseegebietes inauguriert und auch schon die Leitlinien der Erklärung gegeben hat. Ferner „Bemerkungen zu DEECKE'S Exkurs über das badische Glazial“ unter Hervorhebung der gegensätzlichen Deutung der Jung- und Altmoränen trennenden Zwischenzeit im Sinne einer Interglazialzeit, nicht nur, wie DEECKE meint, einer Schwankungsphase.

ROTHPLETZ' Arbeit bedeutet einen wichtigen Fortschritt in der Erforschung der oberbayrischen Glazialformation. Sie bringt in manchen wesentlichen Punkten eine Annäherung an PENCK, insbesondere übernimmt ROTHPLETZ nunmehr der Hauptsache nach die PENCK'SCHE Stratigraphie des jüngeren Diluviums, auch bekennt er sich zur Annahme beträchtlicher Glazialerosion in den Stromstrichen.

Klebelsberg.

F. Levy: Die eiszeitliche Vergletscherung der Südalpen zwischen Dora Riparia und Etsch. Eine prinzipielle stratigraphische Untersuchung. (Zeitschr. f. Gletscherk. 9. 1914/15. 225—269, 306—348.)

Um sich ein klares und möglichst selbständiges Urteil über die Schotter- und Moränenstratigraphie des südlichen Alpenvorlandes zu verschaffen, im Hinblick auf die Zweifel, welche letzter Zeit in die PENCK'SCHE Gliederung der Schotter und Moränen des nördlichen Alpenvorlandes gesetzt worden sind, hat Verf. eine ausgedehnte Revisionsbereisung, wenn man so sagen darf, des piemontesischen und lombardischen Alpenvorlandes unternommen. Großenteils konnte hier an ältere Forschungsergebnisse angeknüpft werden, z. T. gelangten aber auch in einschlägiger Beziehung noch wenig bekannte Gebiete zur Untersuchung, wie z. B. das Gebiet des Brembo, SW von Bergamo. Andererseits ergibt sich schon aus dem großen Umfang des Gesamtgebietes, daß nicht irgendwelche geschlossene Bearbeitung eines einzelnen Gebietes in Frage kommt, sondern es sich allenthalben gleichsam um Stichproben handelt.

Die örtlichen Ergebnisse der Untersuchungen füllen einen, überwiegenden, „regionalen Teil“. Daran schließt sich sehr zweckentsprechend, kurz und klar, in einem „stratigraphischen Teil“ die Zusammenstellung der grundsätzlichen, allgemeinen Ergebnisse. Davon ist hervorzuheben:

1. Grundgebirge. Konkordant auf den marinen Pliocänablagerungen (Asti-Stufe) folgt im mittleren Piemont (um Turin) lakustres oberstes Pliocän (Villafranca Stufe). Gleichalterigkeit beider Bildungen kann nicht angenommen werden. Weiter gegen O, von der Dora Baltea bis ins Brescianische hinüber, fehlen sichere lakustre Bildungen des Villafranchiano, es scheint hier eine breite Landzone an den Binnensee des mittleren Piemont begrenzt zu haben. Erst bei Brescia und in der Umgebung des Gardasees erscheinen wieder Pliocänablagerungen vergleichbaren Alters,

hier nun aber in der Fazies fluviatiler Konglomerate (Schwemmkegel) — die vielleicht auf einen See oder Meeresarm südöstlich davon zu deuten seien — und in erosiver Diskordanz über älterem marinem Pliocän (Piacentino), während Astiano dazwischen fehlt. Regional müssen also zwischen der Asti- und Villafranca-Zeit tektonische Bewegungen eingetreten sein, die in dem Mittelgebiete zur Herausbildung einer Landschwelle führten, welche den Binnensee des W abschürfte, im O von Erosionsprozessen gefolgt waren, welche in die Asti- und noch Piacenza-Schichten eingriffen.

2. Lagerungsverhältnis zwischen Grundgebirge und Diluvium. Die ältesten diluvialen Schotter folgen in Piemont mit ausgesprochener Unkonformität über den unter sich konkordanten marinen + lakustren Pliocänschichten. Der pliocäne Schichtkomplex steigt gegen den Fuß des Gebirges, ja noch ein Stück weit in dessen Inneres hinein an, während in den diluvialen Schottern keine entsprechende Gefällsveränderung nachweisbar ist. In die Zeit zwischen Pliocän und ältestem Diluvium fällt also eine zweite Phase junger Krustenbewegungen, die in einer Aufbiegung des Alpenkörpers in seinen randlichen Zonen zum Ausdruck kam. Dadurch gelangten die marinen Pliocänschichten gebirgseinwärts ansteigend in Höhen bis zu mehreren hundert Metern über ihrem Niveau in der Ebene weiter südlich. Weiter im O, im Gardasee-Gebiet, äußert sich die Bewegung mehr als schollenförmige Hebung, der zufolge das Pliocän bei Salò um mindestens 400 m über den entsprechenden Bildungen in der Ebene südlich Brescia liegt. An diese postpliocäne präglaziale Bewegungsphase schloß eine Erosionsperiode an: die pliocänen Schichtflächen werden von der Unterfläche des Diluviums geschnitten.

3. Glaziale Ablagerungen. Es lassen sich stratigraphisch und morphologisch vier Schottersysteme unterscheiden, wobei als Hauptkriterien Verwitterung und Verwitterungsgebilde dienen, insbesondere in jenen Fällen, wo zwei der Schottersysteme in unmittelbarer Überlagerung erschlossen sind. Den Schottern des jüngsten, obersten Systems fehlt jede Lehmbedeckung, sie sind auch im Innern völlig unverwittert. Die Schotter des nächstälteren Systems tragen eine braune Lehmdecke und sind in sich wenigstens oberflächlich oxydiert und „verarmt“ (Gerölle z. T. aufgelöst). Die Schotter der beiden ältesten Systeme tragen eine intensiv rote Ferretto-Decke (bei vorherrschend kalkigem Geröllbestand) oder sind in ihrer Gesamtmächtigkeit zu Ferretto verwittert (bei vorherrschend kristallinem Geröllbestand). Im letzteren Falle lassen sie sich untereinander nur nach morphologischen Gesichtspunkten (Niveauverschiedenheiten) trennen, wie solche, bis zum Grade der Ineinanderschachtelung, auch sonst wichtige Anhaltspunkte liefern und zeigen, daß jeder Aufschüttungsperiode eine Erosionsperiode gefolgt ist. Der Verwitterungsgrad hängt nicht von dem Gesamtalter jedes Schottersystems ab, sondern war für jedes einzelne schon bis zur Ablagerung des nächst jüngeren gegeben. Art und Intensität der Verwitterung, insbesondere die Ferrettisierung, setzen für die entsprechenden Zeitabschnitte zwischen der Ablagerung der einzelnen Schottersysteme nach bodenkundlichen Vorstellungen ein warmes und feuchtes Klima mindestens

so wie das heutige voraus. Aus der Verwerfung des jüngeren Ferretto-Schotters (zweitältestes Schottersystem) in der Gegend von Biella und dem ungleichen tektonischen Verhalten von Schottern der beiden älteren Systeme (sattelförmige Aufwölbung) und solchen der beiden jüngeren Systeme (ungestörte Lagerung) in der Gegend von Brescia ergibt sich der Schluß auf eine mitteldiluviale Bewegungsphase, die sich teils (Biella) in einer Hebung des Gebirgskörpers (bis 140 m), teils (Brescia) in einer schwachen Vorlandfaltung äußerte. Minder sicher sind die Anzeichen für eine gleichzeitige Senkung des Gebirgskörpers im zwischenliegenden Gebiete; immerhin wird eine solche von LEVY in den Bereich der Wahrscheinlichkeit gerückt.

Ganz entsprechend der Schotter- verhält sich die Moränenstratigraphie. Nach im wesentlichen gleichen Grundsätzen und Anhaltspunkten lassen auch die Moränen eine Viergliederung erkennen, in Jungmoränen, Altmoränen, jüngere und ältere Ferrettomoränen. Schotter und Moränen entsprechender Systeme stehen in enger Verknüpfung miteinander; wenn schon nur ausnahmsweise „Verzahnung“ beobachtbar ist, wird die Gleichzeitigkeit der Moränen- und Schotterbildung innerhalb jedes Systems doch durch die sonstigen Lagerungsverhältnisse mit Sicherheit erwiesen. Auch die Schotter entsprechen daher Glazialzeiten, die Verwitterung und Lehmbedeckung hingegen Interglazialzeiten, welche ihren Rang als solche — wenn schon die Ablagerungen ihrer Lage, am Alpenrand, nach nicht dazu ausreichen — durch die klimatische Kompetenz der Verwitterungsgebilde zugesprochen erhalten.

4. Interglaziale Ablagerungen. Eindeutig als solche, und zwar der letzten Interglazialzeit angehörend, bestätigt LEVY der Lagerung nach (die paläontologischen Gesichtspunkte bleiben außer Betracht) die Ablagerungen von Castelnovate (am Ticino südlich des Langensees), Pianico und Villongo (Gegend des Iseosees), als wahrscheinlich interglazial die Ablagerungen von Leffe (bei Bergamo), Val Vigezzo (bei Domo d'Ossola) und Calprino (bei Lugano), ablehnend verhält er sich zur Annahme interglazialen Charakters der Bildungen im Vrendatal (Provinz Brescia).

LEVY's Ergebnisse sind zwar größtenteils nicht neu, durch die neuerliche, bestätigende Hervorkehrung aber gewinnt ihr Inhalt an positivem Wert. LEVY schließt mit der Erklärung, daß seine „theoretischen Ergebnisse voll und ganz mit der Lehre PENCK's von vier diluvialen Eiszeiten und drei Interglazialzeiten in den Alpen übereinstimmen“. Zur Beurteilung dieses Schlußwortes darf vielleicht die in diesem Falle nicht unwesentliche persönliche Note hinzugefügt werden, daß LEVY kein Schüler PENCK's ist und seine Begehungen, wenn überhaupt an eine bestimmte Orientierung zu denken wäre, gewiß nicht mit einer solchen im Sinne PENCK's begonnen hat. Und wenn die Dinge in der Natur so klar liegen, wie sie in LEVY's Darstellung erscheinen, muß man sagen, verdienen diese Gebiete des südlichen Alpenvorlandes sachlich weit mehr den Ruf klassischer Stätten der Glazialgeologie als jene des nördlichen, denen dieser Ruf in historischem Sinne zukommt.

Klebensberg.

H. Lautensach: Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. (Zeitschr. f. Gletscherk, 9. 1914/15. 1—41. 7 Abb.)

Bericht über dankenswerte morphologische Untersuchungen an den kleinen Bergseen, welche im Tessiner Landschaftsbilde eine wichtige Rolle spielen. Sie haben ihre Hauptverbreitung in dem verhältnismäßig flachen Gelände über den steil eingeschnittenen tiefen Talungen, in einer Zone zwischen 1800 und 2500 m. Es sind ihrer im ganzen 159, wovon die 84 etwas größeren näher in Betracht gezogen werden. Der Entstehung nach gibt Verf. folgende Klassifikation:

I. Seen in wahren, d. h. vollständig von anstehendem Gestein gebildeten Felsbecken.

a) Nur durch Gletschererosion geschaffen (die große Mehrzahl), und zwar:

1. Selektiv, d. h. an Stellen geringeren Gesteinswiderstandes.
2. Selektiv und zufolge lokaler Steigerung der Gletschererosion (je nach Strömungsgeschwindigkeit und Gletschermächtigkeit).
3. Durch lokale Steigerung der Gletschererosion allein.
4. Als flache Wannen innerhalb einer Rundhöckerlandschaft (unter 1—3 fallend).

5. Als Karseen (unter 3 fallend).

b) Durch Gletschererosion angelegt, durch Lösung fortgebildet (nur ein Beispiel und auch in dessen Falle die Rolle der Lösung nicht eindeutig festgestellt).

c) Durch Lösung angelegt, durch Gletschererosion teilweise fortgebildet (nur drei Beispiele und auch bei diesen die Rolle der Lösung nur vermutungsweise angenommen).

d) Durch (allgemeine) „Denudation und Windwirkung geschaffen“ (9 Beispiele; wie man sich den Vorgang vorzustellen hat, wird nicht gesagt).

II. Seen, teils durch Moränen abgedämmt, teils in wahren Felsbecken gelegen (verhältnismäßig wenige Beispiele).

III. Abdämmungsseen (zahlreiche Beispiele).

a) Durch Moränen abgedämmt.

b) Durch Schuttströme und -kegel (unter letzteren auch Bergstürze mit einzubegreifen) abgedämmt.

Das morphologische Interesse der Arbeit liegt daran, daß die Felsbecken der Bergseen, größtenteils wenigstens, zu dem gehören, was man als gesicherten Besitzstand der Gletschererosion bezeichnen darf. Bei derartig ringsum geschlossenen oder nur eventuell von sichtlich ganz jungen engen Abflußrinnen eingeschnittenen Felsbecken und Felswannen gibt es — soferne die spezielle Untersuchung tektonische Einflüsse, Einsturz-, Karst- oder Lösungsbildung auszuschließen vermag — keine andere Erklärungsmöglichkeit als den Gletscherkolk. Daher ist die Festlegung solcher Beispiele von Wert. Für die Beurteilung der Übertiefungsfrage kommt es dabei besonders auf die Tiefe der Felsbecken an. Den größten Tiefenbetrag gibt LAUTENSACH für die beiden Laghi della Crosa (16,8 bzw. 8,7 ha) in der Maggiagruppe (NW-Tessiu, Bavona-Tal) an, Karseen, deren maximale Tiefe mit mindestens 60, bzw. 50 m anzunehmen ist. bei einer Überhöhung

des Seespiegels durch den frontal abschließenden Felsriegel um 100 m; das würde ein mit Rücksicht auf die Dimensionsverhältnisse sehr bedeutendes Maß glazialer Tiefenerosion voraussetzen, wie es auch nach LAUTENSACH weit über normal ist. Zur Erklärung zieht LAUTENSACH die Annahme besonderer selektiver (minder widerstandsfähiges Gestein) und motorischer (Konvergenz glazialer Strömungslinien) Förderung der Gletschererosion heran. Der Mehrzahl nach halten sich die Übertiefungs- (Rückfälligkeits-) Beträge unter 40 und 30 m.

Klebensberg.

J. Hug: Über die Schwankungen der ersten Eiszeit. (Eclog. geol. Helv. 14. 677—678. 1918.)

In dem älteren Deckenschotter der weiteren Umgebung von Zürich schalten sich zwei Moränenkeile ein, von denen der obere bis nach Schifflisdorf nördlich der Lägern, der andere bis nahe an die Lägern reicht. Es ergeben sich daraus für die erste Eiszeit zwei Vorstöße, die durch einen Rückzug getrennt sind, der von der Lägern bis zum Albis (30 km weit) reichte.

Otto Wilckens.

A. Ludwig: Über die Entstehung der Drumlins. (Eclog. geol. Helv. 13. 534—536. 1915.)

Die Drumlins zeigen oft eine Terrassierung, die nur einzeln vom Ackerbau herrühren mag und von der Landbevölkerung mancherwärts den „Heiden“ zugeschrieben wird. Vergleicht man auf der Karte von FRECH (1895) die Richtung der Drumlins der Gegend von Wittenbach zwischen St. Gallen und Bodensee mit der Gletscherbewegung (die aus der Verfrachtung der „Seelaffe“ der Gegend von Staad am Bodensee ermittelt werden kann), so sieht man, daß beide nicht übereinstimmen. Erstere ist W 21° N, letztere W 29° S. Die Drumlins können somit nicht in ihrer heutigen Form vom Gletscher abgelagert sein. Dieselben sind vielmehr ein Produkt der postglazialen Erosion und durch diese aus einer Grundmoränendecke herausmodelliert. Die Trennung in die vielen Einzelerhebungen „ist wohl auf zahlreiche Ablenkungen durch rückwärtsgreifende Wassererosion zurückzuführen.“ Mit dieser Erklärung werden auch die Ausnahmen verständlich, die solche Drumlins bilden, deren Richtung von der herrschenden des Gebietes beträchtlich abweicht. Die Terrassen der Drumlins betrachtet LUDWIG als Reste von parallelen Rinnen, zwischen den Drumlins, aus denen sich schließlich die heutigen Täler zwischen den Drumlins herausgebildet haben.

Otto Wilckens.

A. de Quervain: Über einen rezenten Drumlin. (Eclog. geol. Helv. 14. 684. 1918.)

Innerhalb der Moränenkränze, die der Bifertengletscher über der unteren Sandalp 1820 und 1853 abgelagert hat, liegt ein typischer Drumlin von 50—100 m Breite und 200 m Länge in der Gletscher- und Talrichtung. Er besteht aus Obermoränenschutt und besitzt eine ausgeglichene Oberfläche, die in der Richtung der Eisbewegung 10—12 parallele 0,5—1 m breite und bis 50 m lange Furchen aufweist, während sich an einzelne schützende Blöcke langgestreckte Wälle anschließen (Modellierung durch das Eis.)

Otto Wilckens.

Allgemeines.

A. Born: Allgemeine Geologie und Stratigraphie. Bd. II des Sammelwerks „Wissenschaftliche Forschungsberichte“. Stein- kopff, Dresden-Leipzig 1921. 145 p. Geh. 20.— Mk.

Das Unternehmen (Naturwiss. Reihe herausgegeben von LIESEGANG) beabsichtigt eine knappe Zusammenfassung der Ergebnisse der Literatur aus den Kriegsjahren. Jeder in dieser langen Zeit aus dem Beruf Gerissene empfindet die Notwendigkeit, die Fäden wieder anzuknüpfen, wo sie jäh durchrissen wurden, aber in der Regel auch die Unmöglichkeit, die Lücken wirklich nachträglich wieder auszufüllen. Denn schon setzte ja alsbald eine neue Hochflut der Veröffentlichungen ein, mit der kaum Schritt zu halten ist.

So ist Gedanke und Ausführung wohl zu begrüßen. Verf. vorliegenden Bändchens hat sich entgegen der Absicht des Herausgebers, aber entschieden in weiser Beschränkung mit den deutschen Kriegsveröffentlichungen genügen lassen und gleichfalls mit Recht das größere Gewicht auf mögliche Vollständigkeit der Nachweise gelegt, den Text auf allerknappste Charakterisierungen und Verknüpfungen beschränkt. Die Art und Sorgfalt der Ausführung dürfte allgemeiner Anerkennung begegnen.

Hennig.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1921

Band/Volume: [1921_2](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1294-1368](#)